



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE CIENCIAS

Química y transporte de compuestos hidrotermales en el  
océano de Encélado.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciado en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

PAOLO SALVADOR VILLANUEVA BARRAGÁN

TUTOR

Dr. JOSÉ ALBERTO FLANDES MENDOZA

Ciudad Universitaria, Cd. de México, octubre 2023





Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

*A mi mamá, mi papá y Olga, lo son todo.*

# Agradecimientos

Esta tesis fue realizada en el Instituto de Geofísica y fue apoyada con dos becas a través del proyecto DGAPA-PAPIIT IN104721.

# Agradecimientos Personales

A mi mamá, Teresa Barragán y a mi tía Olga Villanueva, por escucharme una y otra vez, aconsejarme, cuidarme, aguantarme, apapacharme y ser mi apoyo siempre. A mi papá, Jaime Villanueva, por todos los consejos y por todo lo que me has dado y enseñado, aún sin estar en este plano. Son lo más importante y esto es gracias a ustedes.

A mi asesor de tesis, Dr. Alberto Flandes, por su calidez, empatía y por todo lo que me enseñó. Gracias por todo, en verdad.

A mi Jurado de tesis: Dra. Karina Cervantes, Dr. Hector Durand, Dr. Alejandro Heredia, Dr. Mario Rodriguez, muchas gracias por todo su apoyo y sugerencias durante todo este proceso.

A Alma y a Pedro por todos sus consejos y observaciones, créanme que todos sus comentarios fueron oro molido.

A mi familia materna y parterna, por siempre echarme porras y animarme cada vez que sentía que no podía avanzar, siempre aprendo algo de ustedes.

A mis amigos Aldair, Alondra, Angélica, Auren, Berenice, Carmen, Clara, David, Ethel, Esteban, Fabiola, Fernando, Gabriela, Iván, José, Lizbeth, Rafael, Renata, Ruth, Salvador, Satchel, Vania y Ximena. Gracias por todo el amor, apoyo y compañía, son lo más bonito.

# Resumen

Encélado es una luna de Saturno y uno de los cuerpos volcánicamente activos del sistema solar. Su vulcanismo *frío* se debe a las fuerzas de marea producto de su posición orbital y las lunas vecinas. La disipación de marea ha fundido las capas internas de hielo de esta luna dando lugar a un océano de agua líquida entre su núcleo rocoso y su corteza de hielo. Una de las evidencias de la existencia de este océano son los compuestos químicos (entre ellos sales) detectados en los géiseres que emanan de su polo sur y que sugieren *procesos hidrotermales* en el interior. El transporte de estos productos a través del océano y la corteza de hielo es un problema abierto que abordamos en esta tesis.

En el Capítulo 1, se describen aspectos generales de Encélado como sus características físicas y químicas, así como, geológicas. Se detalla sobre sus rasgos superficiales y posibles modelos de estructura. De igual forma se detalla su estructura interna (en el marco de los estudios publicados) y las posibles fuentes de energía.

En el Capítulo 2, se aborda el tema de géisers presentes en Encélado, sus características y la estructura de las fallas asociadas a estos. Se describen los modelos propuestos que buscan explicar el origen del criovulcanismo y la química observada.

El Capítulo 3, describe la estructura interna general del satélite y se discuten las diferencias entre los modelos que describen las características del océano, su origen y su profundidad. De igual forma, se discuten las diferentes condiciones de presión, temperatura, su pH, los iones principales presentes y su estado de oxidación.

En el Capítulo 4, se dedica al estudio del hidrotermalismo presente en el fondo del océano de Encélado. Por otro lado se aborda la producción de compuestos observados en los géiseres a partir algunas reacciones químicas de referencia y el uso de software PhreeqC. Se proponen algunas características del océano y se discute sobre los minerales que precipitan en el océano, así como, los minerales que se mantienen en solución en el océano.

En el Capítulo 5, evaluamos el transporte de compuestos desde el fondo del océano hasta la superficie, a través de burbujas y corrientes de convección. Se emplea el modelo que considera el equilibrio entre la fuerza de flotación y arrastre, con lo cual se obtienen velocidades de 2.12 cm/s. Proponiendo un tiempo mínimo de transporte de  $\sim 309$  horas o unos  $\sim 12$  días, siendo este un valor de referencia y

como una cota mínima de velocidad terminal.

En el Capítulo 6, describimos el tipo de compuestos orgánicos detectados por Cassini en los géiseres y discutimos el potencial biológico y posibilidades de que Encélodo pudiera albergar vida.

Finalmente, en los Capítulos 7 y 8, se discuten los resultados y conclusiones.

# Objetivos

Objetivos generales:

1. Caracterizar la composición química más elemental del océano de Encélado a partir de la química de los géiseres con base en las detecciones de los instrumentos de la nave Cassini y asumiendo que gran parte de estos compuestos son de origen hidrotermal.
2. Proponer mecanismos que expliquen el transporte de los compuestos anteriores desde el fondo del océano, a través de la corteza de hielo y hasta la superficie del satélite.



# Lista de variables, constantes y parámetros

Cantidad	Unidades	Descripción
$R_E$	[km]	Radio de Encélado
$M_E$	[kg]	Masa de Encélado
$R_n$	[km]	Radio del núcleo
$\rho_E$	[kg/m <sup>3</sup> ]	Densidad de Encélado
$T_s$	[K]	Temperatura en la superficie de Encélado
$\rho_h$	[kg/m <sup>3</sup> ]	Densidad de la corteza Encélado
$\rho_o$	kg.m <sup>-3</sup>	Densidad del océano
$\rho_n$	kg.m <sup>-3</sup>	Densidad del núcleo
$h_0$	[m]	Grosor del océano
$h_c$	[m]	Grosor de la corteza de hielo
$H_o$	[km]	Profundidad del océano
$H_h$	[km]	Grosor de la corteza de hielo
$\beta$	[K <sup>-1</sup> ]	Coefficiente de expansión volumétrica
$g$	[cm/s]	Aceleración gravitacional
$\kappa$	[m <sup>2</sup> /s]	Difusividad térmica
$\mu$	[Pa]	Coefficiente de rigidez del agua salada
$d_e$	[cm]	Diámetro burbuja
$g$	[cm/s]	Aceleración gravitacional
$\rho_L$	[g/cm <sup>3</sup> ]	Densidad (agua salada)
$\Delta\rho$	[g/cm <sup>3</sup> ]	Diferencia de densidades
$Re_1$	[-]	Número de Reynolds
$P_{sup}$	[bar]	Presión superficial del océano
$P_{fondo}$	[bar]	Presión fondo del océano
$g_E$	[m/s <sup>2</sup> ]	Gravedad superficial
$g_n$	[m/s <sup>2</sup> ]	Gravedad en el fondo
$V_T$	[cm/s]	Velocidad terminal
$V_{T1}$	[cm/s]	Velocidad de ascenso con efectos viscosos
$V_{T2}$	[cm/s]	Velocidad de ascenso con efectos de tensión
$V_T$	[cm/s]	Velocidad terminal
$d_e$	[cm]	Diámetro de la burbuja
$\mu_L$	[din/cm <sup>2</sup> ]	Viscosidad dinámica del líquido

# Índice general

<b>Agradecimientos</b>	<b>II</b>
<b>Agradecimientos Personales</b>	<b>III</b>
<b>Resumen</b>	<b>IV</b>
<b>Lista de variables, constantes y parámetros</b>	<b>VII</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Características generales . . . . .	1
1.2. Características atmosféricas . . . . .	3
1.3. Rasgos superficiales . . . . .	3
1.4. Modelos de la estructura interna . . . . .	5
1.5. Fuentes de energía . . . . .	6
1.5.1. Fuerza de marea . . . . .	7
1.5.2. Decaimiento radioactivo . . . . .	7
1.5.3. Mediciones gravimétricas . . . . .	8
1.5.4. Libración forzada . . . . .	8
<b>2. Grietas y géiseres</b>	<b>10</b>
2.1. Detección . . . . .	10
2.2. Modelos de producción . . . . .	12
2.2.1. Grietas selladas: Clatratos . . . . .	13
2.2.2. Grietas inundadas . . . . .	13
2.3. Composición química . . . . .	15

<b>3. Océano</b>	<b>17</b>
3.1. pH . . . . .	17
3.2. Iones principales . . . . .	18
3.3. Estado de oxidación . . . . .	19
3.4. Presión y temperatura . . . . .	19
3.5. Hidrotermalismo y serpentinización en el fondo oceánico . . . . .	20
<b>4. Hidrotermalismo en el fondo oceánico</b>	<b>22</b>
4.1. Modelo hidrotermal . . . . .	22
4.2. Reactantes y productos . . . . .	23
4.3. Método utilizado . . . . .	23
4.4. Reacciones químicas de referencia . . . . .	24
4.5. Condiciones iniciales . . . . .	25
4.6. Algunos resultados del análisis . . . . .	25
4.6.1. Componentes que precipitan . . . . .	25
4.6.2. Componentes que no precipitan . . . . .	25
4.6.3. Gases . . . . .	26
<b>5. Mecanismos de transporte</b>	<b>27</b>
5.1. Valores de referencia de la estructura interna . . . . .	27
5.2. Formación y tipos de burbujas . . . . .	27
5.2.1. Presiones y gravedad . . . . .	28
5.2.2. Gases . . . . .	30
5.3. Velocidad terminal . . . . .	31
5.4. Convección . . . . .	34
5.4.1. Número de Rayleigh . . . . .	34
<b>6. Potencial biológico del océano</b>	<b>36</b>
6.1. Compuestos orgánicos . . . . .	36
6.2. Potencial biológico . . . . .	37
<b>7. Discusión y conclusiones</b>	<b>39</b>

**Apéndice**

42

**Bibliografía**

45

# Capítulo 1

## Introducción

Encélado fue descubierto en 1789 por el astrónomo William Herschel, es uno de los más de 81 satélites de Saturno, destaca por ser uno de los objetos más brillantes del sistema solar (albedo de 0.99) y un satélite activo geológicamente. La misión espacial Cassini (de la NASA/ESA/ASI), que orbitó alrededor de Saturno entre 2004 y 2017, en sus tres primeros sobrevuelos (entre 2004 y 2005), pudo recopilar información sobre las características físicas, químicas, geológicas de Encélado y de su entorno. Demostró que posee una tenue atmósfera que contiene diferentes compuestos, entre ellos agua. El sobrevuelo de julio de 2005, reveló que este satélite presenta erupciones en su polo sur en forma de géiseres o *jets* de gas y polvo de hielo de agua y, por lo tanto, que es un satélite *helado* con actividad geológica continua (Porco *et al.*, 2006). En 2008, Cassini realizó un sobrevuelo donde pudo analizar directamente a los géiseres (v. Figura 1.1). En particular, su espectrómetro de masas, INMS (Ion and Neutral Mass Spectrometer, por sus siglas en Inglés) midió la composición sus gases; y su espectrómetro de infrarrojo CIRS (Composite, Infrared Spectrometre) pudo analizar la emisión térmica a lo largo de las llamadas *rayas de tigre* que son la grietas de donde salen los géiseres (Spencer *et al.*, 2006).

### 1.1. Características generales

Encélado tiene un diámetro ecuatorial de  $\sim 504.2$  km, una masa aproximada de  $1.08 \times 10^{20}$  kg, una densidad promedio de  $\sim 1609$  kg/m<sup>3</sup> (que sugiere una núcleo ligero de silicatos cubiertos de hielo) y su gravedad superficial es de 0.0112 g (Brown *et al.*, 2006, Nimmo y Porco, 2014, Spencer y Nimmo, 2013). Presenta una rotación sincrónica, i.e., siempre muestra la misma cara a Saturno. Su órbita se destaca por tener una pequeña inclinación de  $0.019^\circ$  respecto al ecuador de Saturno. Cuenta con un semieje mayor de 237950 km y con una excentricidad de 0.0045, debido a que se encuentra en resonancia 2:1 con la luna Dione, otro satélite de Saturno (Dougherty *et al.*, 2009). Debido su alta reflectividad, Encélado mantiene una temperatura superficial de  $-200^\circ$  C . Un resumen de estas propiedades se muestra en la Tabla 1.1.

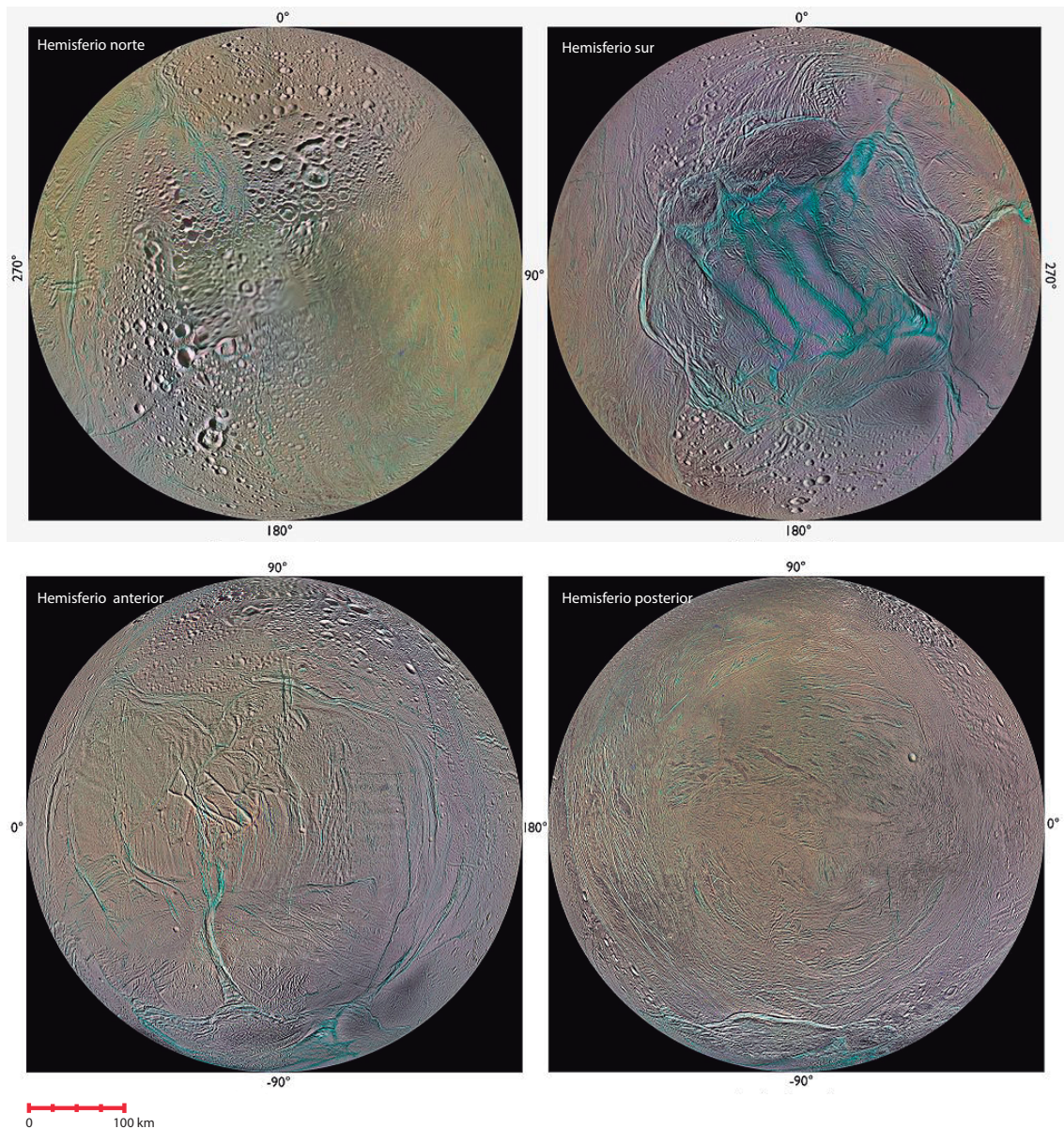


Figura 1.1: Mapas globales de los cuatro hemisferios de Encélado (100 m/píxel) creados a partir de mosaicos de imágenes tomadas por las cámaras de la nave Cassini. Las diferencias más notorias se observan entre el hemisferio norte muy craterizado y el hemisferio sur casi sin cráteres y con las muy evidentes grietas designadas rayas de tigre. El hemisferios *anterior* (u occidental) apunta en la dirección del movimiento orbital y *posterior* (u oriental) en la dirección opuesta. Créditos: NASA/JPL/Lunar and Planetary Institute

Cuadro 1.1: Algunas propiedades físicas de Encélado

Nombre	Unidades	Valor
Radio ( $R_E$ )*	[km]	504.2
Masa ( $M_E$ )*	[kg]	$1.08 \times 10^{20}$
Densidad ( $\rho_E$ )*	[kg/m <sup>3</sup> ]	1609
Gravedad superficial ( $g_E$ )*	[m/s <sup>2</sup> ]	0.0113
Albedo	[-]	0.99
Temperatura superficial*	[ K ]	73
Inclinación orbital	[°]	0.019
Semieje mayor	[km]	0.019
Excentricidad	[-]	0.0045

\* valores promedio

## 1.2. Características atmosféricas

Los sobrevuelos de la nave espacial Cassini mostraron que Encélado tiene una dinámica atmosférica significativa (Coustenis *et al.*, 2010) aunque la atmósfera es incipiente, pues se ha formado gracias a los géiseres de este satélite. En su mayoría, la atmósfera está compuesta por vapor de agua ionizado y compuestos como CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y NH<sub>3</sub>, entre otras moléculas orgánicas (Dalton *et al.*, 2010).

Debido la débil atracción gravitacional de Encélado, parte de las eyecciones emanadas por sus plumas pueden escapar hacia Saturno. Son, de hecho, una de las principales fuentes de material de la parte interna del anillo (de polvo) E, además se ha demostrado que los géiseres producen una distorsión del campo magnético de Saturno, en parte, por la ionización de los átomos y moléculas de los géiseres. (Coustenis *et al.*, 2010, Postberg *et al.*, 2009).

## 1.3. Rasgos superficiales

La corteza de Encélado es compleja (v. Figura 1.2) y no es claro por qué su actividad sólo se manifiesta en su polo sur. Encélado, en su superficie, exhibe zonas altamente craterizadas y más bien rugosas y libres de cráteres (Crow-Willard y Pappalardo, 2015). De manera general, podemos decir que la superficie de que Encélado tiene una variedad de estructuras *geológicas* (grietas y crestas superficiales), cubiertas por un regolito principalmente de hielo de agua con granos que varían entre los 10 y 100 mm, en cantidades mucho menores, de hielo de CO<sub>2</sub> Dalton *et al.* (2010), Spencer y Nimmo (2013)

Encélado puede dividirse en cuatro zonas. La zona polar norte (donde dominan los cráteres), la zona

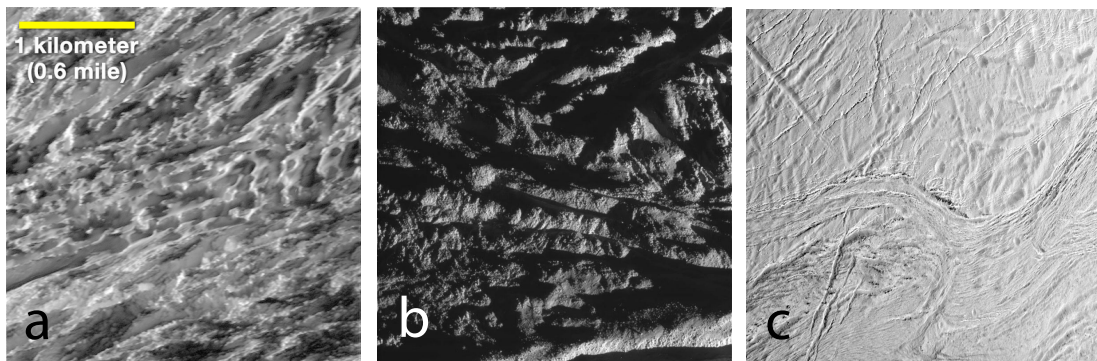


Figura 1.2: Imágenes de la superficie de Encélado tomadas con la cámara de gran angular de Cassini en las que se puede apreciar crestas y surcos, entre otros rasgos derivados del estrés al que la corteza está sometida. (a) Imagen tomada el 28 de octubre de 2015 a casi 124 km de altura con centro a  $57^\circ$  latitud y  $324^\circ$  longitud oeste, (resolución 15 m/píxel). (b) Imagen del Polo sur tomada a una distancia de 2000 km en noviembre de 2009. (c) Región designada Smarkand Sulci con centro en los  $13^\circ$  latitud norte y  $336^\circ$  longitud oeste a 12 mil km de altura (resolución 74 m/píxel) Créditos: NASA/JPL

oriental, la zona occidental y la zona del polo sur, la más estudiada y designada SPT (o South Polar Region) (Crow-Willard y Pappalardo, 2015, Nahm y Kattenhorn, 2015, Spencer y Nimmo, 2013)

Se estima que la Región Norte tiene una edad de 4.2 Ga y que muchos de sus cráteres tienen edades superficiales que rondan los 1 – 4 Ga, de los cuales su abundancia se extiende en unos 337,000 km<sup>2</sup>. Sin embargo, debido a la formación de fracturas causadas, muy probablemente, por el tectonismo, una gran cantidad de cráteres se han visto afectados en su profundidad (Crow-Willard y Pappalardo, 2015, Nahm y Kattenhorn, 2015, Porco *et al.*, 2006).

La zona del hemisferio oriental está compuesta por las regiones *Sarandib Planitia* (de alrededor de 180,000 km<sup>2</sup>) y *Diyar Planitia* que destacan por ser zonas con fracturas y muy tectonizadas. Principalmente en *Sarandib Planitia*, se pueden apreciar rasgos ocasionados por los movimientos de compresión - extensión y estructuras geológicas tales como depresiones, escarpes, surcos, cadenas de pozos y crestas (Crow-Willard y Pappalardo, 2015, Nahm y Kattenhorn, 2015, Porco *et al.*, 2006).

El hemisferio occidental abarca unos 195,000 km<sup>2</sup>, Se caracteriza por tener fracturas y evidencias de tectonismo activo. De igual forma, se pueden apreciar amplios desniveles y depresiones (Crow-Willard y Pappalardo, 2015, Nahm y Kattenhorn, 2015, Porco *et al.*, 2006).

La zona del polo sur (SPT) ha sido la más estudiada, debido a que aquí es en donde se pueden observar los efectos de su criovulcanismo. Esta zona cubre un área de (70,000 km<sup>2</sup>), es decir, un 9 % de toda la superficie del satélite. En los límites de esta zona se puede observar un cinturón de crestas (escarpes



orientados hacia el sur y arcos marginales escarpados) así como depresiones convexo-curvas. Todo ésto debido, muy posiblemente, a los procesos de compresión que se suscitan en esta zona. De igual forma, esta zona se observa delimitada por varias regiones discontinuas en forma de Y, las cuales, se extienden hacia el norte a lo largo de cientos de kilómetros, hacia los terrenos más *antiguos* o menos modificados. En la zona central del polo sur es donde se observa la compleja serie de fracturas transversales, que se conocen como *rayas de tigre*, que son depresiones lineales de 500 m de profundidad, 2 km de ancho y 130 km de longitud. Las fracturas están separadas, en promedio, por 35 km y cada una está bordeada por crestas de 100 m de altura. En el hemisferio anti-Saturno las rayas de tigre a menudo culminan en curvas prominentes con forma de garfio, sin embargo, en el hemisferio que observa a Saturno, se bifurcan progresivamente en patrones dendríticos. Un rasgo relevante de esta zona es la aparente migración que tuvo desde zonas más ecuatoriales hasta su posición actual en el polo sur del satélite como se muestra en la Figura 1.3 (Crow-Willard y Pappalardo, 2015, Porco *et al.*, 2006).

Las mediciones de la emisión térmica con el espectrómetro CIRS muestran temperaturas superficiales de 180 K en regiones a lo largo de las grietas, siendo estas temperaturas superficiales las más altas en contraste con el resto del satélite. Sin embargo, lo que sobresale en estas fracturas es la emisión de géiseres de partículas finas sólidas de hielo (polvo) y vapor, como mencionamos antes, a (Crow-Willard y Pappalardo, 2015, Nahm y Kattenhorn, 2015, Nimmo y Porco, 2014, Porco *et al.*, 2006, Ramírez Cabañas, 2017).

## 1.4. Modelos de la estructura interna

Existen diversos modelos que buscan delimitar la estructura interna de Encélado. Los modelos consideran desde aspectos gravimétricos hasta aspectos orbitales y parámetros físicos, por ejemplo, las mediciones del momento de inercia de la libración orbital y la disipación de mareas. Se listan algunos de estos modelos en la Tabla 1.2. Estos aspectos los discutiremos en los capítulos siguientes.

Cuadro 1.2: Comparación de los diferentes modelos de la estructura interna de Encélado (Tomado de (Mirón Enríquez *et al.*, 2018))

Referencia	$\rho_n$ [kg/m <sup>3</sup> ]	$r_n$ [km]	$h_o$ [km]	$h_c$ [km]
Čadek <i>et al.</i> (2016)	Desconocida	180 – 185	45 – 59	18 – 22
Beuthe <i>et al.</i> (2016)	Desconocida	191 ± 4	38 ± 4	23 ± 4
Thomas <i>et al.</i> (2016)	2300	194 – 200	26 – 31	21 – 26
Mirón Enríquez <i>et al.</i> (2018)	2333.4 – 2405.4	190.9 – 197.9	10 – 56	5 – 44

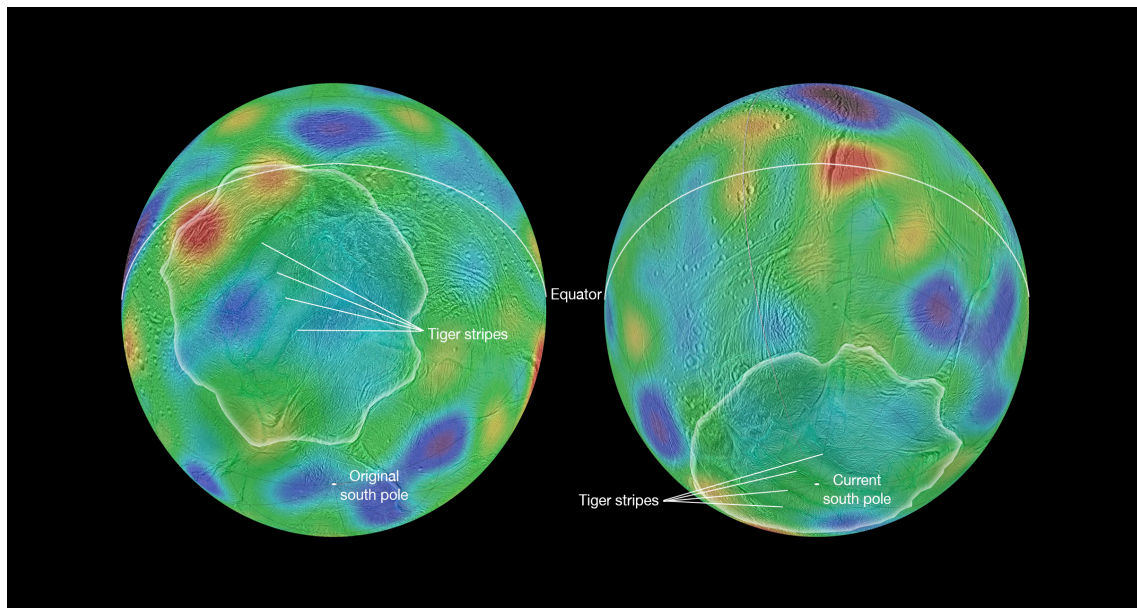


Figura 1.3: Dinámica de la corteza de hielo de Encélado. La imagen muestra cómo las diferentes zonas de la corteza se han reubicado a través del tiempo. En particular la Región Polar Sur con las rayas de tigre se ubicaba más cerca del ecuador. En la imagen los colores indican la elevación del terreno. Púrpura lo más bajo y rojo lo más alto. Créditos: NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute/Cornell University

## 1.5. Fuentes de energía

La estructura interna de Encélado ha sido un tema de amplia discusión. Se han propuesto una gran diversidad de modelos para tratar de explicar su actividad interna y sus géiseres, dentro de los cuales resaltamos los de autores como Barr y McKinnon (2007), Giese *et al.* (2008), Hussmann *et al.* (2006), McKinnon (2013), Roberts y Nimmo (2008), Schubert *et al.* (2007), Zhang y Nimmo (2009). Todos los modelos coinciden en que Encélado tiene un núcleo de silicatos, una capa de hielo y la mayoría apoya la existencia de un océano local o global interno entre el núcleo y la corteza. La discusión se enfoca en el tamaño específico del núcleo, en la profundidad del océano y en el espesor de la capa de hielo

Los primeros modelos del interior de Encélado, establecían que su estructura constaba únicamente de dos capas, un núcleo rocoso (con una densidad de  $\sim 2500 \text{ kg/m}^3$ ) y una gruesa corteza exterior de hielo (Barr y McKinnon, 2007, Roberts y Nimmo, 2008, Schubert *et al.*, 2007). Los primeros modelos que buscaban explicar a los géiseres del polo sur proponían la existencia de una cámara de agua en el polo sur debajo de la capa de hielo, pero gracias a las mediciones de su momento de inercia y su libración (v. Sección 1.5.4) orbital Iess *et al.* (2014), Thomas *et al.* (2016) se llegó a la conclusión de que se requería, en parte, un océano interno global para explicar estos valores (Spencer y Nimmo, 2013, van Hoolst *et al.*, 2016).

Gracias a las diversas mediciones y modelos existentes se puede asegurar que Encélado es un cuerpo diferenciado. El consenso actual estima que el núcleo tiene un radio aproximado de 190 km. Se estima que el océano tiene un espesor de 10 – 20 km (Postberg *et al.*, 2011, Spencer y Nimmo, 2013, Zolotov, 2007) y la corteza tiene un espesor de, al menos, 30 km que es más delgada en el polo sur.

Para explicar el origen de la actividad de Encélado se han propuesto cuatro posibles fuentes de energía: la energía producida por fuerzas de marea, el decaimiento radioactivo, procesos de acreción planetaria y reacciones exotérmicas. En algunos casos, como la acreción planetaria, aún se tiene gran incertidumbre debido a las diversas propuestas sobre la formación de este satélite, sin embargo, cuantitativamente o en intensidad, entre las cuatro fuentes propuestas, la dominante, por mucho, es la derivada por las fuerzas de marea. En la Tabla 1.3 se pueden apreciar los valores de cada fuente de energía y hacemos una descripción de ellas a continuación.

### 1.5.1. Fuerza de marea

La fuerza de marea es un fenómeno gravitacional causado por el forzamiento de la excentricidad en la órbita de un cuerpo (como es el caso de Encélado) generado por la combinación de fuerzas gravitacionales ejercidas por un cuerpo central (en este caso, Saturno) y otros cuerpos suficiente masivos (en este caso, lunas vecinas). En el caso de Encélado existe una resonancia 2:1 con el satélite Dione (cuya órbita es exterior con respecto a Encélado), es decir, el período orbital de Dione es el doble de Encélado. También existe otra posible resonancia (inversa) de casi 2:1 con el satélite Jano cuya órbita es interior a la de Encélado. Este tipo de resonancias provocan una alteración o forzamiento periódico que deforman a Encélado en el punto de mayor acercamiento y una menor deformación en el punto lejano más extremo. Ya que el núcleo de Encélado tiene composición rocosa, por un lado, tenemos una respuesta de carácter elástico y posteriormente, una respuesta viscosa que que aumentan y disminuyen sistemáticamente. A este comportamiento se le conoce como *anelástico*, el cual, una vez aplicado, no se puede modificar, por lo cual una parte del trabajo ejercido por esta fuente de energía será transformado en calor (Muñoz Giraldo, 2018, Peale, 2003).

Sin embargo, existen varias incógnitas. porque la disipación de energía en la capa sólida podría ser distribuida de forma global o podría ser el resultado del calentamiento por fricción en fallas individuales o ambos (Spencer y Nimmo, 2013) Las potencias disipadas estimadas para esta fuente de energía son diversas. Meyer y Wisdom (2007). Si se asume un cuerpo con simetría radial, un núcleo unido al manto en conjunto con una corteza rígida, se obtienen valores de 1.2 GW. Por otro lado, Ross y Schubert (1989) proponen un núcleo desacoplado y una disipación de 100 GW

### 1.5.2. Decaimiento radioactivo

Muchos cuerpos planetarios contienen en su interior ciertas cantidades de isótopos radioactivos que al desintegrarse lo proveen de una fuente de calor interna. En los planetas terrestres, puede proporcionar la energía necesaria para generar procesos como el vulcanismo, pero, aunque en Encélado pudiera

estar también presente, en comparación con la disipación por mareas, esta fuente posiblemente sea despreciable.

En la evolución del sistema solar, el  $\text{Al}^{26}$  y el  $\text{Fe}^{60}$  son isótopos considerados relevantes en la diferenciación de ciertos cuerpos planetarios y en Encélado podrían contribuir al aumento de su temperatura interna (Schubert *et al.*, 2007), aunque el calentamiento radiogénico por sí solo, sería insuficiente para mantener las temperaturas arriba del punto de congelación. Se estima que el calentamiento por decaimiento radioactivo actual es de aproximadamente 0.3 GW y es posible que se reduzca gradualmente en el futuro. Schubert *et al.* (2007), Travis y Schubert (2015) proponen que debido a la cantidad de roca existente en Encélado, es casi imposible que la capa de hielo exterior pudiera fundirse a lo largo de su tiempo geológico, sin embargo, tal proceso dependería de la temperatura inicial y final en su acreción. En tal caso, lo que pudiera haber retenido el calor sería la porosidad de la roca del núcleo, que pudo actuar como un aislante.

Cuadro 1.3: Tabla comparativa de la potencia de calor disipado (PD) a través de las diferentes fuentes de energía.

Fuente de energía	PD [GW]	Referencia
Fuerza de marea	1.2	(Meyer y Wisdom, 2007)
	2.3	(Lainey <i>et al.</i> , 2012)
	100	(Ross y Schubert, 1989)
Decaimiento radioactivo	0.3	(Travis y Schubert, 2015) Schubert <i>et al.</i> (2007)

### 1.5.3. Mediciones gravimétricas

Iess *et al.* (2014) plantea un modelo en el cual la composición de Encélado se basa en dos capas, por un lado, una capa de hielo alrededor de un núcleo de roca de baja densidad. Proponen también un océano interno entre la corteza de hielo y el núcleo, pero sólo especulan sobre las posibilidades de una cámara de agua por debajo del polo sur o un océano o global. Iess *et al.* (2014) especifican que para determinar el campo gravitacional tomaron tanto a Saturno y también a los otros satélites que se encuentran en órbita cercanas a Encélado, con lo que proponen un momento de inercia para Encélado de  $0.335M_E R_E^2$  (Iess *et al.*, 2014)

### 1.5.4. Libración forzada

Cuando la disipación de energía térmica derivada de fuerzas de marea llega a ser lo suficientemente grande, pueden suceder dos cosas. La primera es que tiende a sincronizar la rotación de los planetas

y los satélites con su movimiento orbital medio o, por otro lado, lleva a resonancias orbitales de espín estables. Ya que el movimiento orbital recibe una aceleración periódica como resultado de una excentricidad orbital finita, la tasa de espín también oscila alrededor del valor medio de equilibrio, lo que permite la llamada *libración forzada*.

Encélado presenta pares de torsión que oscilan diurnamente asociados a su órbita ligeramente excéntrica ( $\varepsilon = 0.0047$ ), lo que produce una pequeña libración forzada durante su período orbital. Para determinar esta libración forzada, la misión Cassini utilizó el instrumento ISS (Imaging Science Subsystem) que realizó un seguimiento sobre una red de puntos de control a lo largo de siete años.

Thomas *et al.* (2016) explican que, a partir de imágenes de los cráteres presentes en la superficie del satélite obtenidas por el ISS de 2005 a 2012, se pudo detectar una libración forzada de  $0.12 \pm 0.014^\circ$ , que podría deberse a la existencia de un océano global interno. Partiendo de lo anterior, se proponen dos modelos para la estructura interna de Encélado:

- Modelo de dos capas: un núcleo y una corteza de hielo con una cámara de agua debajo del polo sur (Thomas *et al.*, 2016)
- Modelo de tres capas: un núcleo con una densidad de  $2300 \text{ kg/m}^3$ , un océano global con una densidad de  $1000 \text{ kg/m}^3$  y una corteza de hielo con una densidad de  $850 \text{ kg/m}^3$ .

Iess *et al.* (2014) se basan en la gravedad y la topografía y especifica un momento de inercia para Encélado de  $0.335 M_E R_E^2$ , lo que implica también un océano global de 10 a 30 km de profundidad, un núcleo de 190 km ( $2400 \text{ kg m}^{-3}$ ) de radio y una corteza de hielo de entre 30 y 40 km.

Thomas *et al.* (2016) se basan en la amplitud de la libración y proponen un modelo de tres capas con interfases o capas hidrostáticas y mencionan que el grosor de la capa de hielo está limitado por la amplitud de la libración. Sin embargo, toman en cuenta el valor del momento de inercia propuesto por Iess *et al.* (2014) para establecer las densidades del núcleo y la corteza de hielo. Proponen así, un núcleo de 200 km de radio. Un océano global de  $> 10$  km de profundidad y una corteza de hielo de entre 21 y 26 km.

Choblet *et al.* (2017) proponen un núcleo con una porosidad de entre 20% y 30%, afirmando que estos poros podrían estar rellenos de agua. Este núcleo poroso podría favorecer una disipación de marea de entre 23 y 30 GW y justificar la existencia del océano global. De igual forma, Choblet *et al.* (2017) propusieron un modelo para el flujo de agua oceánica a través del núcleo poroso, donde las fuerzas de marea hacen posible la producción de agua *caliente*.

## Capítulo 2

### Grietas y géiseres

La producción de géiseres que se observan en el Polo Sur de Encélado (v. Fig.2.1) implica un movimiento de apertura y cierre de las grietas como consecuencia de las fuerzas de marea. La mayoría de las teorías más recientes proponen que el vapor de agua emerge hacia la superficie después de ascender a través de conductos estrechos en la corteza de hielo impulsados por la exsolución de gases disueltos (p.e., el CO<sub>2</sub>) en el océano. Adicionalmente, parte del vapor puede condensarse y congelarse nuevamente en las paredes cercanas a la superficie del conducto, liberando su calor latente en el lugar y obstruyendo las fisuras (Nimmo y Porco, 2014).

El ascenso del material y la apertura de las fisuras, conllevan ebullición y congelación simultáneas y violentas; y la posterior formación de un géiser que arrastra granos de hielo de tamaño micrométrico (Nimmo *et al.*, 2014). Por una parte, los granos de polvo más grandes, debido a su peso, siguen trayectorias balísticas y caen en la superficie de Encélado a menos que su velocidad de eyección sea  $> 150$  m/s. Los granos más pequeños ( $< 0.25 \mu$  m) pueden escapar fácilmente de Encélado hacia el anillo E y otros podría escapar de Saturno (Flandes & Mirón-Enríquez, GRL 2023).

#### 2.1. Detección

A partir de su descubrimiento en 2005, los géiseres y las anomalía térmicas fueron el centro de estudio de la misión Cassini. Se realizaron secuencias y mosaicos de imágenes de alta resolución de las eyecciones desde diferentes ángulos y desde un rango limitado de latitudes (Helfenstein y Porco, 2015, Porco *et al.*, 2006). También, para la detección de cualquier géiser se confirmaba su identificación mediante un conjunto de imágenes tomadas en un período de tiempo específico, desde un ángulo similar y en imágenes consecutivas (Porco *et al.*, 2014)

Los estudios determinaron que los géiseres individuales eran variables en el tiempo (Porco *et al.*, 2014) y, en algunos casos, tenían momentos de inactividad. Se generó una base de datos de los géiseres donde se pueden obtener los datos de su ubicación en latitud y longitud, donde la precisión en la ubicación de

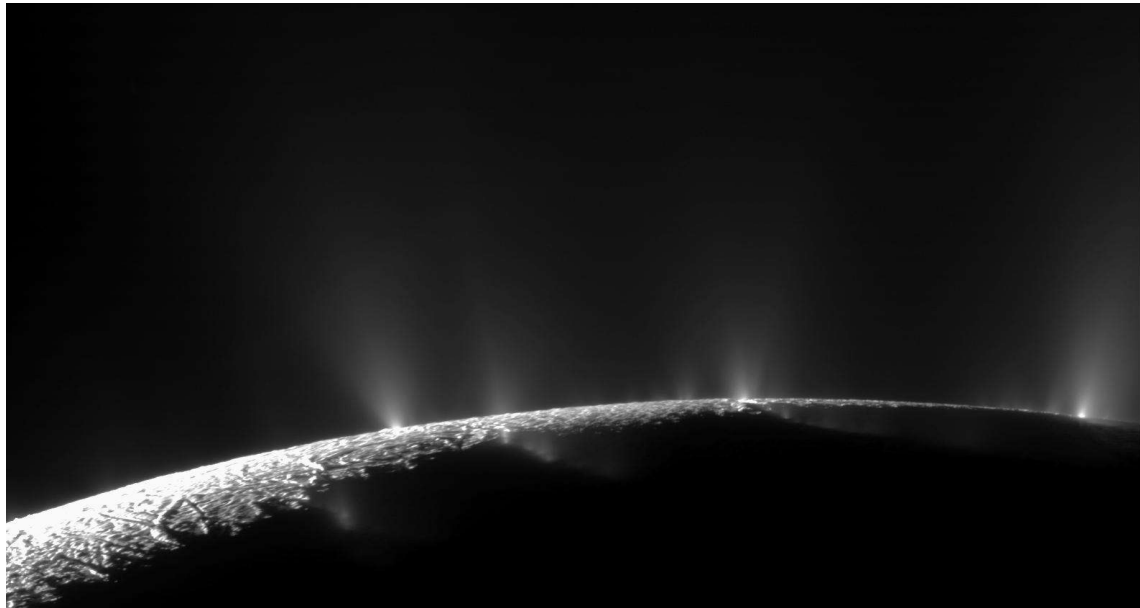


Figura 2.1: Jets de Encélado. Créditos: NASA/JPL/Space Science Institute

cada uno depende del número de observaciones que se realizaron. Con estos datos, Porco *et al.* (2014) propone que todos los géiseres están surgiendo de las rayas de tigre, tal que la separación entre dos géiseres consecutivos es de 5 km y su ancho es de unos 2 km. Lo anterior implica una uniformidad en su espaciamento, lo que podría sugerir que su ubicación tiene una relación directa con un mecanismo físico sistemático que promueve la apertura de los conductos en intervalos relativamente uniformes (Helfenstein y Porco, 2015, Porco *et al.*, 2014).

También con los datos tomados por los instrumentos de la nave Cassini se han podido hacer mapas del polo sur de Encélado, en particular, de las cuatro rayas de tigre, así como de fracturas asociadas como se aprecia en la Figura 2.2. De igual forma, se tienen mosaicos de imágenes de alta resolución que muestran las ubicaciones de los géiseres observados usando las cámaras del ISS (p.e., la cámara NAC, Narrow Angle Camera) (Porco *et al.*, 2014). Específicamente, se tienen mapas que cubren latitudes de  $65^{\circ}S$  a  $90^{\circ}S$  con una resolución de 120 m/pixel en su parte central (Helfenstein y Porco, 2015).

Yin y Pappalardo (2015) proponen que el espaciamento de los géiseres a lo largo de las rayas de tigre se debe a un evento térmico transitorio cerca de la parte central del polo sur, que aumentó la temperatura de la capa de hielo, disminuyó su viscosidad y dio lugar a la liberación de energía potencial gravitacional mediante el flujo viscoso lateral dentro de la capa de hielo. La propagación gravitacional puede ser responsable de las rayas de tigre y de que en el hemisferio antisaturno los extremos distales de las mismas tengan tendencia a terminar en zonas de pliegue lateral con forma de garfio, mientras que en el hemisferio sub-Saturno, las grietas se bifurcan en sus extremos distales como zonas de falla en forma de cola de caballo. La propagación gravitacional, en conjunto con las fuerzas de marea, dio como resultado, no sólo la apertura y cierre de los flujos de los géiseres, sino también los patrones de

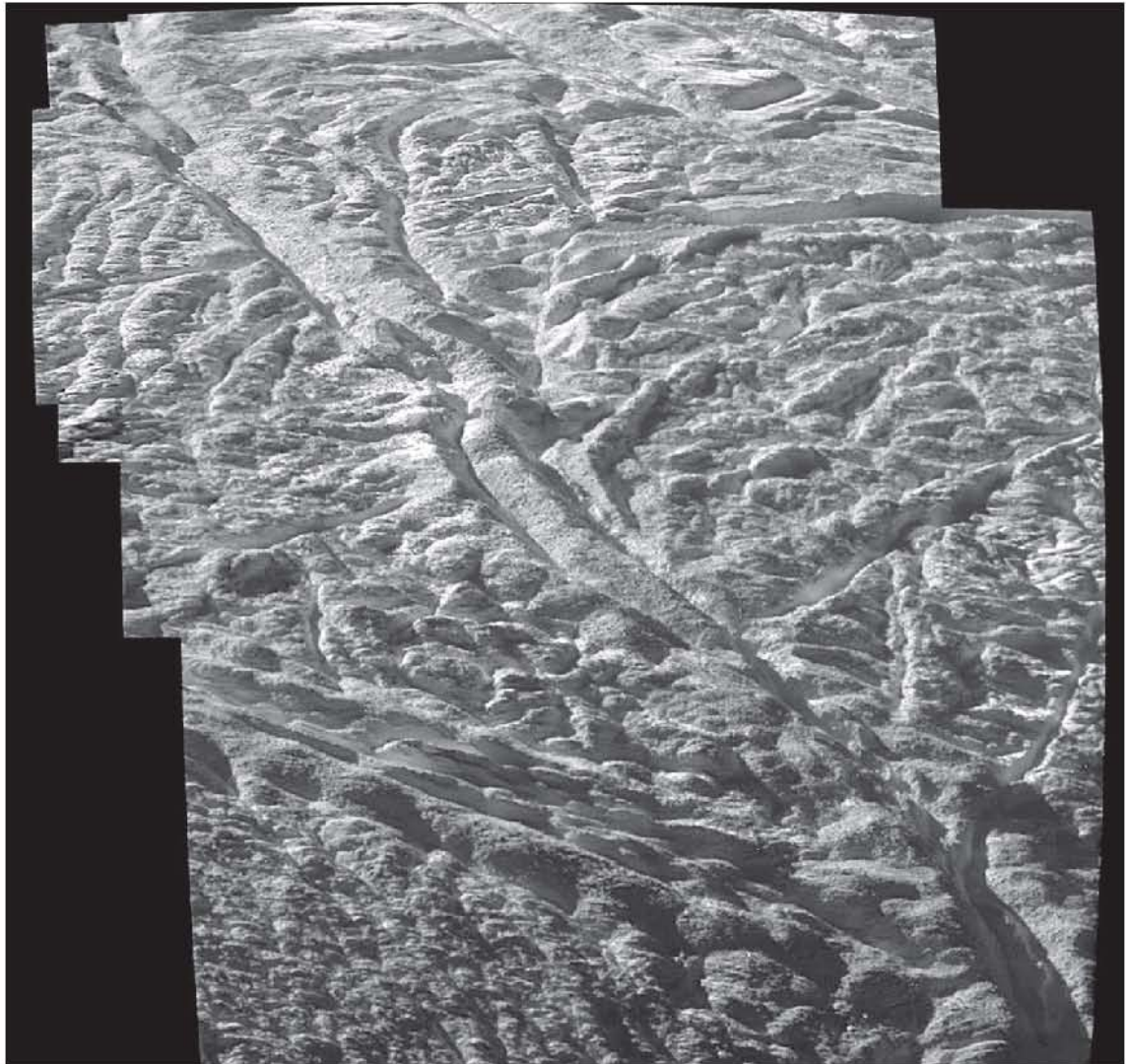


Figura 2.2: Mosaico de imágenes del Polo Sur tomadas por la nave Cassini, que muestra una de las grietas o rayas de tigre. Créditos: NASA/JPL.

fractura en la zona polar sur. (Helfenstein y Porco, 2015, Yin y Pappalardo, 2015)

## 2.2. Modelos de producción

Los géiseres emiten, tanto vapor de agua, como granos de hielo. La tasa del vapor es de 30 - 70 kg/s (equivalente a un flujo de  $> 10^{-7}$  a  $10^{-6}$   $\text{kg s}^{-1}\text{m}^{-2}$ ) (Waite *et al.* (2006)) y la tasa del polvo es de hasta 5 kg/s (Schmidt *et al.* (2008)). La velocidad del gas se estima entre 300 – 800 m/s , mientras que el polvo se mueve a menos de 500 m/s. Una gran cantidad de granos de polvo podría formarse por la congelación inmediata y directa de las gotas de agua salada conforme son lanzados al espacio, pero



otra parte se forma en el interior de los conductos y son simplemente arrastrados.

Existen varios modelos que tratan de explicar los mecanismos que producen las grietas y los géiseres. La mayoría asumen que la tectónica en la corteza de hielo juega un rol determinante y, en general, se pueden agrupar en dos grandes vertientes. Una vertiente propone grietas someras y explica los géiseres sin la necesidad de la existencia de un océano interno. La otra vertiente, supone que las grietas, son la desembocadura de conductos a través de la corteza de hielo, que conectan al océano interno con el exterior. En la siguiente sección discutimos algunos de estos modelos.

### 2.2.1. Grietas selladas: Clatratos

Modelos iniciales (Gioia *et al.*, 2007) planteaban, de forma general, que derivado de la tectónica existente en el polo sur, se generan fracturas que provocan una desgasificación en la que intervienen *clatratos* o compuestos encapsulados en moléculas de hielo de agua, que al romperse dan lugar a los géiseres. Igualmente, Kieffer *et al.* (2006) proponen que en la corteza de hielo exterior de Encélado existe una capa con clatratos de  $H_2O$  donde están encapsulados  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2$  que al abrirse las grietas quedan expuestos al vacío y se rompen dando lugar al géiser. La disociación de algunos clatratos exponen a más clatratos y, por lo tanto, las plumas pueden permanecer activas durante largos periodos de tiempo. Brilliantov *et al.* (2008) elaboraron un modelo simplificado en conjunto con simulaciones de Monte Carlo, donde destacan que para temperaturas de gas alrededor de 140 K, el gas no permite acelerar los granos de tamaño micrométrico a una velocidad media de 100 m/s, por lo que los depósitos de clatratos, que suponen temperaturas de 140 K, no puede explicar la columna de gas y partículas como se observan en Encélado (Brilliantov *et al.*, 2008, Gioia *et al.*, 2007, Hargitai y Kereszturi, 2015).

### 2.2.2. Grietas inundadas

Modelos como el de Porco *et al.* (2006), Spencer y Nimmo (2013) proponen que el agua que da lugar a los jets se debe encontrar en una zona somera (decenas de metros) donde las condiciones físicas deben ser cercanas al punto triple del agua, por ejemplo, una presión de 1 atm en conjunto con una temperatura de 273. K. Se infiere la existencia de cavidades o conductos parcialmente inundados de agua líquida a través la corteza de hielo de Encélado, donde el agua coexiste en equilibrio en sus tres estados (sólido, líquido y gas) 273 K. Los géiseres hacen erupción al abrirse las grietas y el agua es expuesta al vacío probablemente por procesos tectónicos. El agua hierve literalmente como resultado del vapor y gotas de agua que entran en contacto con el espacio, se congelan y forman un flujo de gas que arrastra partículas sólidas de hielo. En este contexto, las plumas pueden permanecer activas largos periodos de tiempo. Los gradientes de temperatura son altos y el calor irradiado se transporta a la superficie mediante la conducción de calor en la corteza (Brilliantov *et al.*, 2008, Hargitai y Kereszturi, 2015, Porco *et al.*, 2006, Postberg *et al.*, 2011).

Una variante de este modelo (Matson *et al.*, 2007) propone que por medio de grietas estrechas, partículas de hielo en conjunto con vapor de agua son expulsadas mediante una cámara presurizada. Esto se

genera por una diferencia de presión, ya que el movimiento ascendente del agua y los gases disueltos dan lugar a estas cámaras, las cuales reducen la densidad de la columna, por lo tanto, la presión en el fondo es menor que en la parte superior del océano, como resultado el agua del océano asciende por los conductos hacia la superficie .

En una línea similar, Ingersoll y Nakajima (2016), Porco *et al.* (2014) (v. Sección 2.2.4) proponen que las fisuras se inundan como consecuencia de la presión hidrostática, aunque existe controversia sobre si se inundan parcialmente o en su totalidad. Por otro lado Ingersoll y Nakajima (2016) propone que la concentración de sales presentes en las grietas es de al menos 3% además. Su modelo propone que en el interior de las grietas se da una *ebullición controlada*, que es posible siempre que un conducto largo y suficientemente estrecho conecte agua líquida con el vacío del espacio. Al existir gases más volátiles que el  $H_2O$ , como el ( $H_2$ ) ( $CO_2$ ), ( $CH_4$ ) y ( $NH_3$ ), en solución con el agua, aumentarán la tendencia a hervir. Por lo tanto, si los respiraderos son estrechos, la ebullición será lenta (o controlada).

Estos autores hacen un análisis hidrodinámico del flujo de vapor a través de la grietas y la interacción de su flujo con las paredes de las mismas, suponiendo que el flujo y las partículas de hielo tienen su origen en la parte somera del océano interno (unos cuantos kilómetros). Para una grieta con ancho uniforme, encuentran que su modelo podría explicar el flujo de masa de vapor observado en las plumas, siempre que el ancho de las grietas sea de pocos centímetros (5.0 – 7.5 cm). Nos dicen también que el flujo de calor observado puede explicarse si la longitud total de la grieta es  $\approx 1.7 \times 500$  km. Por ejemplo, una grieta que tuviera  $\sim 1$  m en su base y que se estrechara abruptamente hasta tener de 5.0 – 7.5 cm de ancho en su parte más alta, también podría explicar el flujo de masa de vapor observado. Se requieren anchos de  $\sim 1$  m o más para evitar la congelación de la interfaz líquido-vapor. Por otro lado, el flujo intenso de calor a lo largo de las rayas de tigre se puede explicar por la liberación de calor latente debido a la condensación de vapor sobre las paredes congeladas de las grietas cerca de la superficie. El hielo acumulado en este proceso hace que las grietas se sellen en escalas de tiempo de un año.

Con base en las ideas de Ingersoll y Nakajima (2016), Fifer *et al.* (2022) proponen un mecanismo de transferencia de masa entre el océano y los géiseres para explicar la abundancia de gases disueltos en el océano. Consideran un caso en el que la liberación de gases está dominada por burbujas de vapor producidas por la ebullición del océano en condiciones cercanas al vacío. A medida que las burbujas ascienden, debido a las fuerzas de flotación, tanto el vapor de agua, como otros gases se exsuelven en burbujas. Modelan numéricamente la formación, ascenden y crece desde el reposo una profundidad inicial menor a las decenas de centímetro (1 – 71 cm). Especifican este rango para la profundidad inicial, ya que mencionan que las burbujas pueden nuclearse a cualquier profundidad dentro de la capa de ebullición. Mencionan también que es probable que se formen burbujas de ( $H_2$ ) en el océano cercano a la superficie, mientras que burbujas de  $NH_3$  no se formarán, porque el límite requerido para la nucleación de burbujas está muy por encima de las concentraciones oceánicas estimadas.

Otros trabajos proponen que las burbujas existentes pueden transportar materiales orgánicos a través

del océano. Por otro lado, Zeng y Jansen (2021) parten de la premisa que las nanopartículas de sílice, detectadas por el instrumento CDA de Cassini, son un indicio que sugiere un transporte oceánico relativamente rápido desde el fondo marino hasta la superficie ( $< 1$  año). Se propone que burbujas de gas ( $H_2$ ), se generan en las ventilas hidrotermales ubicadas en el fondo oceánico y son estas las responsables del material detectado en la superficie. Se proponen (como lo hacemos en esta tesis) burbujas con un radio de milímetros a centímetros que ascienden desde el fondo del océano hasta su superficie en un intervalo temporal de 10 días. Adicionalmente, se propone que las burbujas contribuyen en la generación de corrientes y pueden proporcionar energía para que se dé la mezcla vertical del océano y hasta una circulación turbulenta como en un océano estratificado.

Matson *et al.* (2012) propone que el gas más abundante en el océano de Encélado es el  $CO_2$ . Las burbujas formadas por la exsolución de estos gases ascienden por una diferencia de presión respecto al océano e impulsan el agua del océano hacia el interior del conducto y hacia la superficie. Establece que la cantidad de gas necesaria para mantener la circulación es relativamente pequeña ( $4 \times 10^{-4}$  molar).

## 2.3. Composición química

En 2010, las imágenes del espectrógrafo UVIS de la nave Cassini permitieron el análisis de la columna de gas y partículas de hielos de Encélado a través de una ocultación del Sol. Con la atenuación de la luz solar EUV, se logró detectar 95 espectros sucesivos de la pluma, cada uno en intervalos de 1 segundo que ayudaron a caracterizar su composición (Hansen *et al.*, 2011). La composición química de los géiseres es mayoritariamente vapor de agua, sin embargo, en los géiseres se pueden encontrar otros compuestos en menor proporción. Otros instrumentos como el espectrómetro de masas INMS permitió conocer la composición con más detalle (Waite *et al.*, 2017). Este análisis mostraba que la pluma se compone principalmente por  $91 \pm 3\%$  de  $H_2O$ ,  $4 \pm 1\%$  de  $N_2$  y  $CO$ ,  $3.2 \pm 0.6\%$  de  $CO_2$  y  $1.6 \pm 0.4\%$   $CH_4$  (ver tabla 2.1). También se han reportado elementos traza como amoníaco, acetileno, cianuro de hidrógeno y propano. Análisis preliminares del INMS, mostraron también una abundancia de hidrocarburos de cadena corta, como acetileno, propano y benceno. Además, se confirmó la presencia de dióxido de carbono, amoníaco y metano, lo que es de suma importancia, ya que el metano representa un anticongelante para el océano superficial. Adicionalmente, cantidades importantes de NaCl en los hielos (Nimmo y Porco, 2014).

Existen dos posibles escenarios que pudieron haber dado lugar a las especies que están presentes en menor proporción en los géiseres. Por ejemplo, que estas especies se encontraban en el material que formó Encélado o que sean consecuencia de diversas reacciones químicas que se llevan a cabo en el interior del satélite. Matson *et al.* (2007) proponen que el nitrógeno que se detecta es producto del amoníaco que se encuentra en el interior de Encélado y que la detección de acetileno y propano indican la presencia de reacciones catalíticas (Matson *et al.*, 2007).

Adicionalmente, gracias al instrumento CDA (o Analizador de Polvo Cósmico), se encontró que la pluma arrastra granos de hielo cuyas composiciones son principalmente  $H_2O$ , NaCl, NaOH,  $NaHCO_3$ ,

$\text{Na}_2\text{CO}_3$  y  $\text{SiO}_2$ , Si, K. En general, los granos pueden separarse en tres tipos (Postberg *et al.*, 2011). El tipo I o de agua pura, el tipo II que contiene compuestos orgánicos y el tipo III que contiene abundante cantidad de sales (Postberg *et al.*, 2008).

Cuadro 2.1: Lista de los compuestos más abundantes en los géiseres de Encélado basada en (Waite *et al.*, 2017).

Compuesto	Porcentaje [%]
$\text{H}_2\text{O}$	$91.0 \pm 3.0$
$\text{N}_2$	$4.0 \pm 1.0$
$\text{CO}$	$4.0 \pm 1.0$
$\text{CO}_2$	$3.2 \pm 0.6$
$\text{CH}_4$	$1.6 \pm 0.4$

# Capítulo 3

## Océano

Thomas *et al.* (2016) propone que el océano de Encélado tiene un espesor de 26 a 31 km, y que se encuentra debajo de una corteza de hielo de 21 a 26 km de espesor. Estima que su núcleo poroso, de baja densidad y de composición rocosa y metálica, por lo cual se propone compuesto, en su mayoría, por minerales hidratados con hierro. Estudios recientes (Choblet *et al.*, 2017) han propuesto que existen minerales anhidros, dada la detección de hidrógeno en los géiseres, por lo que es posible que la porosidad sea mayor, y por lo tanto permitiría que el calentamiento por fuerzas de marea se prolongue por una mayor período de tiempo. Lo anterior apoya la existencia de un océano, así como de hidrotermalismo.

La temperatura del océano es un tema de controversia ya que al estar cubierto por una capa gruesa de hielo, la temperatura debería modificarse por el equilibrio entre el estado sólido y líquido del océano. De igual manera, gracias a los datos obtenidos por Cassini, se sabe que no es agua pura, sino que contiene sales disueltas, lo que también puede modificar la temperatura (Matson *et al.*, 2007). Ingersoll y Nakajima (2016) proponen que la temperatura mínima es de aproximadamente  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ , basado en un gráfico donde muestran que la temperatura de océano se encuentra ligeramente debajo del punto de congelación del  $\text{H}_2\text{O}$ . Las temperaturas globales del océano podrían ser, por tanto, relativamente, excepto en el fondo en contacto con el núcleo caliente por la disipación de calor de mareas.

### 3.1. pH

Conocer el pH del océano de Encélado también ha sido un tema polémico y, a lo largo del tiempo y con la identificación de nuevas especies químicas en la pluma las estimaciones de los valores del pH han ido variando. Ciertamente, la estimación del pH nos puede dar una mejor idea de la química del océano y los procesos asociados él. sin embargo, las estimaciones dependen de las observaciones de los géiseres. Listamos a continuación diferentes modelos propuestos que buscan estimar el pH del océano:

- Zolotov y Shock (2004) realizó experimentos para determinar el pH, donde propone un equilibrio químico entre el agua y la roca, suponiendo una composición de condrita carbonosa (CI). Plantea que las rocas se hidratan a partir de los filosilicato de Mg al interactuar con la solución de  $Na-Cl-CO_3-HCO_3$ . En este proceso, el pH resultante es de 10.9.
- Marion *et al.* (2012), a partir de un sistema de especiación de carbonatos, estimaron el pH del océano. En su modelo proponen, con base en la interpretación de datos del INMS, que el océano tiene abundancia de gases disueltos y, tomando en cuenta la fugacidad del  $CO_2$ , Obtienen un pH *muy ácido* de entre 5.7 y 6.8, derivado de su planteamiento de formación de ácido carbónico a fugacidad de  $CO_2$ .
- Hsu *et al.* (2015) proponen que la presencia de nano-partículas (polvo) de sílice observadas en los géiseres y cuyo origen se presume está en los compuestos del océano. Limitan el valor de su pH, considerando un modelo hidrotermal que sugiere un  $pH > 10.5$ , de hecho, ya que el sílice amorfo es muy soluble, sugieren un pH de 8.5 – 10.5. Sin embargo el sílice sólo se ha observado en las plumas como impurezas en los granos de polvo.
- Glein *et al.* (2015) realizaron un enfoque similar a Marion *et al.* (2012), sin embargo, mejoraron la especiación de los carbonatos, restringiendo la actividad de  $CO_2$  en el océano, considerando la evolución entre el  $CO_2/H_2O$  en el gas durante su migración al océano. Utilizando una curva de sublimación del hielo de agua para la relación de  $CO_2/H_2O$  en el océano en conjunto con los datos de salinidad, estimaron un pH más básico, 10.8 – 13.5 compatibles con los llamados *lagos de soda* en Arizona.
- Postberg *et al.* (2009) se enfocan prioritariamente en la ionización de los granos, así como, en la abundancia de sales ( $NaHCO_3$  y  $Na_2CO_3$ ) a partir de espectros CDA de los granos de hielo expulsados por los géiseres. Al analizar los espectros se observaron curvas pronunciadas de Na, lo que implicaría un pH básico de alrededor de 8.5 – 9.0.

A partir de todas las propuestas podríamos suponer que el pH ronda entre 8.5 a 13.5, el rango es grande, ya que aún existe mucha incertidumbre al respecto. En la tabla 3.1 se resumen los diferentes pH propuestos.

## 3.2. Iones principales

Schenk *et al.* (2018) proponen una mayor abundancia de los siguientes iones:  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $OH^-$ ,  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $SO_4^{2-}$ . En su trabajo, sugieren una comparación de la química del océano con sistemas como el fiordo de Ikka, el lago de Magadi en el suroeste de Groenlandia, el campo hidrotermal de Lost City en la dorsal del Atlántico, así como, con The Cedars ubicado al norte de California. Para facilitar las comparaciones entre ellos, proponen un pH de 9 a 11 con las siguientes

Cuadro 3.1: Tabla comparativa de los diferentes valores estimados para el pH del océano de Encélado.

pH	Referencia
5.7 - 6.8	(Marion <i>et al.</i> , 2012)
10.9	(Zolotov y Shock, 2004)
8.5- 10.5	(Hsu <i>et al.</i> , 2015)
8.5 -13.5	(Postberg <i>et al.</i> , 2009)
10.8-13.5	Glein <i>et al.</i> (2015)

especificaciones: 0.1 molal  $Cl^-$ , una concentración de los elementos  $HCO_3^- + CO_3^{2-}$  de 0.03 molal, una concentración molal de 100 de los elementos  $Na/K$  y una relación molal de 1.6 de los elementos  $H_2/CO_2$ . Plantean también que el agua del océano de Encélado es muy similar a la del agua de mar, ya que está dominada por  $NaCl$ . Sin embargo, por su posible abundancia en carbonatos, el océano podría ser comparable con el fiordo de Ikka y el lago de Magadi, por su contenido de  $Cl$  y  $Na$ , pero debido a su composición de iones principales, establecen que el fiordo de Ikka y el agua de mar pueden ser los análogos más cercanos al océano de Encélados (Schenk *et al.*, 2018).

### 3.3. Estado de oxidación

Ray *et al.* (2018) realizaron un análisis químico basado en las detecciones de Cassini y la posible mineralogía del núcleo de Encélado, usando un modelo de radiólisis en la superficie de Encélado para calcular la cantidad de  $O_2$  desde la superficie de hielo en el polo sur. Éste oxígeno podría reaccionar para formar sulfuros y hierro ferroso disueltos en el océano produciendo  $SO_4^{2-}$  y  $FeO(OH)$ . Se propone entonces que la oxidación de estas especies podría producir una concentración de sulfato disuelto de 1.75 mmol/(kg $H_2O$ ) y una concentración de hierro férrico de 0.55 mmol/ (kg  $H_2O$ ). Siendo estas reacciones de oxidación una posible fuente de energía adicional.

### 3.4. Presión y temperatura

Las condiciones de presión y temperatura en el interior de Encélado son desconocidas, pero la química de los géiseres, las condiciones hidrostáticas del satélite y sus parámetros orbitales pueden darnos una idea de estas. En cualquier caso, es necesario tener una idea de ellas, si se quieren modelar los procesos geoquímicos que se llevan a cabo, por ejemplo, entre el océano y el núcleo.

McKinnon (2013) estima que, en el interior de Encélado, la presión se incrementa desde un valor de 74 bar en el piso oceánico o superficie del núcleo rocoso hasta un máximo de 77 bar en el centro del satélite. Su análisis es puramente hidrostático y se basa en el modelo de tres capas. De este modelo, se

pueden extrapolar las presiones para otras profundidades.

Estos valores asumen un núcleo de  $\sim 190$  km, un océano de  $\sim 10$  km y, por tanto, una corteza de alrededor de 50 km. Aunque estos valores no están del todo confirmados, nos sirven como referencia. En el Capítulo 5 discutimos estos valores con un poco más de detalle.

En contraste con la presión, es más difícil estimar las temperaturas en el interior, por ejemplo en el núcleo. Si el núcleo de Encélado es poco denso ( $2500 \text{ kg/m}^3$ ) (Iess *et al.*, 2014), debería estar compuesto, en su mayoría, por silicatos hidratados, que se caracterizan por su deshidratación a altas temperaturas. En particular, Waite *et al.* (2017) proponen una composición basada en un sistema de  $Mg - Si - Fe - S - O - H$  (polimorfos de la serpentina), a partir de un balance de masas, con base en la deshidratación de la antigorita y considerando que un núcleo dominado por la conducción pudo haber alcanzado temperaturas superiores a los  $440^\circ\text{C}$  que lo deshidrataron y permitieron una densidad estable. Sin embargo, Malamud y Prialnik (2013) mencionan que, de existir roca anhidra en el núcleo, quizás alguna proporción del núcleo pudiera tener temperaturas más altas que el límite que plantea la antigorita. Abundamos más en las condiciones de presión y temperatura en el Capítulo 5

### 3.5. Hidrotermalismo y serpentización en el fondo oceánico

Varios autores, como Affholder *et al.* (2021), han propuesto la existencia de ventilas hidrotermales en el fondo del océano que podrían asemejarse a las *White smokers* presentes en el fondo oceánico terrestre donde se observan temperaturas de 330 K. Las ventilas hidrotermales son sistemas que se han estudiado extensivamente en la Tierra (Nicholson 2012; Ding *et al.*, 2005; Kelley *et al.*, 2001). Poseen fluidos con altas temperaturas, generados como consecuencia del calor del magma subyacente o diferencias en la temperatura. Se ubican desde zonas someras hasta muy profundas y, generalmente, en las zonas de expansión del fondo marino. Las primeras que se descubrieron fueron las llamadas *Fumarolas negras* o *Black smokers* que se localizan sobre las cámaras de magma y exhiben temperaturas promedio de  $450^\circ\text{C}$  y un pH ácido (2 – 3), así como elementos como el  $Fe(II)$  y el  $Mn(II)$  y grandes concentraciones de  $CO_2$ . Posteriormente, se descubrió un tipo de ventila carbonatada, en la que se encuentran minerales como el olivino y en  $H_2$  y  $CH_4$  disueltos. Sus temperaturas van de  $40^\circ$  a  $91^\circ\text{C}$  (Martín *et al.*, 2008) y se sabe que se caracterizan por un pH alcalino.

Para determinar el tipo de procesos hidrotermales que se llevan a cabo en el interior de Encélado, Hsu *et al.* (2015) usan como referencia a los granos nanométricos (2 – 8 nm) ricos en sílice que componen los haces de polvo que escapan de Saturno impulsados por su campo eléctrico. Se considera que estos granos inicialmente se formaron en el interior de Encélado a través de procesos hidrotermales a temperaturas  $> 90^\circ\text{C}$ , fueron transportados al exterior a través del océano y en el proceso formaron parte de granos de hielo más grandes donde la proporción de sílice dependía de la temperatura del proceso hidrotermal. Los experimentos en los que se basan Hsu *et al.* (2015) consideran una solución a alta presión de  $NaHCO_3$  y  $NH_3$  en agua que se pone en contacto con polvos de minerales primordiales (70% olivinos y 30% piroxenos) a diferentes temperaturas por período de varios meses. A lo largo de tiempo, las alteraciones hidrotermales producen minerales secundarios típicos de las condritas car-



bonosas, que incluyen serpentinas, talco/saponita y magnetita, donde la temperatura mínima para la producción de nanopartículas de sílice es 90°C y el pH resultante de la solución es de 10.5.

Por último, vale la pena mencionar que algunos estudios sobre la alteración del olivino han mostrado la formación de una capa de sílice amorfa en la superficie del olivino que puede ralentizar la disolución del mismo, y que incluso puede empezar a formarse en cuestión de días. Estos mismos tipos de capas superficiales alteradas se han encontrado en el olivino alterado en experimentos de flujo, lo que implica que los procesos superficiales interfaciales controlan la formación de las capas superficiales alteradas incluso cuando no se predice que se formen por la química de los fluidos. Lo que implica que esta aparente tasa de disolución en estado estacionario puede, en realidad, disminuir con el tiempo. Hasta la fecha, los estudios detallados, en la escala nanométrica, de las interfaces fluido-sólido se han limitado al olivino que reacciona en soluciones ácidas. En condiciones de pH básico, hay una clara falta de datos sobre las reacciones de alteración de la superficie.

Al igual que la disolución del olivino, las tasas de serpentización son igualmente sensibles a la temperatura y al pH. Una gran cantidad de estudios limitan la serpentización a temperaturas de entre 200 y 350 °C, temperaturas relevantes para los sistemas hidrotermales de las dorsales oceánicas medias. Generalmente, la tasa de serpentización aumenta con la temperatura, por ejemplo, la tasas máximas, ocurren en un rango de temperaturas de entre 250°C y 310 °C. Es importante mencionar que las propiedades químicas de los fluidos, como el pH, la fuerza iónica y el potencial redox, suelen cambiar dinámicamente durante los experimentos.

# Capítulo 4

## Hidrotermalismo en el fondo oceánico

Como se ha mencionado en los capítulos anteriores, los sobrevuelos de la nave espacial Cassini a través de los géiseres de Encélado mostraron evidencias de la existencia de un océano interno global por debajo de la corteza de hielo. En las muestras obtenidas por Cassini se encuentran moléculas de hidrógeno ( $H_2$ ) y metano ( $CH_4$ ), entre otros gases en los géiseres (Waite *et al.*, 2017), además de otros compuestos presentes en el polvo de hielo de los mismos que evidencian procesos hidrotermales en el interior del satélite.

En este capítulo buscamos justificar algunos de los compuestos observados en los géiseres de Encélado, suponiendo que en su interior se llevan a cabo procesos hidrotermales. Esto nos permitirá proponer compuestos precursores y productos. Con base en la suposición anterior y a través de una aproximación simple, estimamos el pH del océano, que consideramos como un parámetro que nos permite evaluar nuestra suposición.

### 4.1. Modelo hidrotermal

Para nuestro análisis, consideramos el modelo propuesto por Ramírez Cabañas (2017), que propone que Encélado tiene un núcleo parcialmente hidratado, cuyo sistema hidrotermal presenta las siguientes etapas:

1. Zona de carga: Es la zona más profunda donde el agua del océano se filtra en la capa exterior del núcleo debido a la porosidad que presenta éste (Waite *et al.*, 2017)
2. Zona de reacción: El agua infiltrada se calienta a una presión relativamente alta, lo que favorece las reacciones hidrotermales que alteran la roca y producen minerales secundarios.
3. Zona de descarga: Los productos hidrotermales son *descargados* en el océano, como sucede en las ventilas hidrotermales terrestres. Estos productos pueden precipitarse o pueden ser transportado al exterior a través de mecanismos que se discuten en los Capítulos 5 y 6.

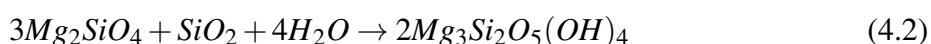
## 4.2. Reactantes y productos

La energía que se desprende de las reacciones exotérmicas derivadas del proceso de serpentinización puede ser otra posible fuente de calentamiento para Encélado (Malamud y Prialnik, 2013). En la Tierra, la serpentinización es un proceso común en las ventilas hidrotermales. En particular, en la interacción del agua con las rocas ultramáficas del lecho marino que ejemplificamos a continuación:

1. Fayalita + agua → magnetita + sílice acuoso + hidrógeno



2. Forsterita + sílice + agua → seperpentina



3. Forsterita + agua → serpentina + brucita



De acuerdo a lo anterior, este proceso consta de una serie de reacciones exotérmicas (reacciones 1 a 3), que son el resultado de la reducción del agua por el hierro ferroso (principalmente del mineral fayalita) que transforma los minerales ferromagnesianos en serpentina (reacciones 2 y 3) e hidrógeno molecular (reacción 1) como subproducto. La serpentina es un silicato hidratado. Los tres polimorfos más comunes (fases ricas en magnesio) son antigorita, crisolito y lizardita)

En el caso de Encélado, Malamud y Prialnik (2013) se centran en la serpentinización de forsterita ( $Mg_2SiO_4$ ) y enstatita ( $MgSiO_3$ ) considerando un flujo unidimensional en el núcleo, tal que, por cada mol, la serpentinización libera aproximadamente 11 veces la energía necesaria para fundir un mol de hielo. Entre más hielo se funde, las reacciones suceden con mayor velocidad. La serpentinización libera calor que implicaría un aumento de temperatura de aproximadamente 100 °C. En este modelo, las temperaturas máximas no son muy altas (aproximadamente 150 °C), debido a las condiciones iniciales que se suponen (Malamud y Prialnik, 2013, Travis y Schubert, 2015).

## 4.3. Método utilizado

Para conocer la química del océano de Encélado se propone el uso de un modelo hidrogeoquímico empleando el software *PHREEQC* (pH-Redox-Equilibrium), diseñado en 1975 para realizar una amplia variedad de cálculos geoquímicos y determinar el equilibrio entre soluciones acuosas y minerales Parkhurst y Appelo (2013).

En 1995, PHREEQC cambió su lenguaje de programación de C ++ a C y se usa a través de una interfaz llamada Notepad, que ayuda en el ingreso de datos para construir archivos, así como facilitar la

lectura de los datos de salida. El archivo de entrada de PHREEQC está organizado por comandos asociados. La salida del programa entrega la cantidad de sustancia (mol) de los elementos que componen a la solución de estudio (en nuestro caso, el agua del océano de Encélado), así como su pH, índice de saturación de las fases que lo componen y la especiación de las reacciones que se generen en el océano.

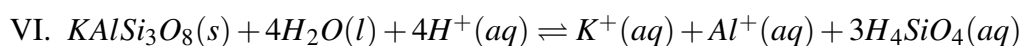
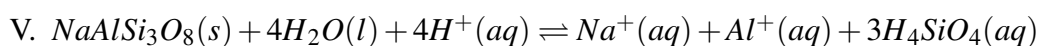
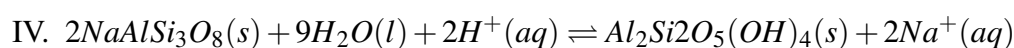
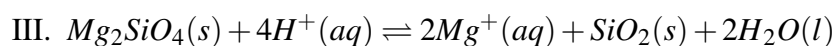
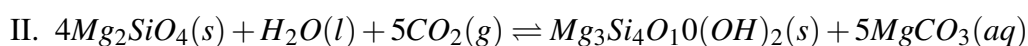
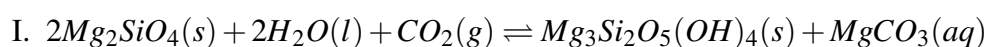
PHREEQC puede simular la evolución de la interacción roca-agua en los que se pueden dar diferentes tipos de reacciones. Estas reacciones químicas se realizan a partir de un conjunto de especies básicas (una por cada valencia de un elemento) y, de las que se define todo el resto de especies disueltas y fases sólidas, entre otras. Estas reacciones se describen termodinámicamente a partir de las correspondientes leyes de acción de masa Parkhurst y Appelo (2013).

El modelo químico de PHREEQC está basado en la teoría de asociación iónica, donde se emplea la ecuación/modelo de Debye-Hückel para el cálculo de coeficientes de actividad de especies cargadas. De igual forma, permite realizar aproximaciones cinéticas de los procesos redox, modificando su base de datos.

Las reacciones de intercambio iónico son escritas como semi-reacciones entre especies en solución. Estas reacciones son descritas por las Leyes de Acción de Masa con el supuesto de que la actividad termodinámica de una especie de intercambio es igual a su fracción equivalente. PHREEQC cuenta con cuatro bases de datos termodinámicas diferentes que pueden ser fácilmente empleadas para realizar simulaciones. Las ecuaciones que se realizan en PHREEQC para la resolución de cálculos de pautas de reacción son un sistema de ecuaciones algebraicas no lineales, el cual es resuelto a partir del método iterativo de Newton-Raphson Parkhurst y Appelo (2013).

## 4.4. Reacciones químicas de referencia

Específicamente, para Encélado y nuestro análisis en esta tesis, proponemos las siguientes reacciones basadas en Ramírez-Cabañas, A.K., 2017 y Ramírez-Cabañas, A.K. et al. (en preparación):



## 4.5. Condiciones iniciales

Partimos de una *solución* (agua pura) con un pH neutro a una temperatura de 34°C y una presión de 60 atm, a la que agregamos aluminio, carbono, cloro, potasio, magnesio, nitrógeno, sodio y silicio. La elección de estos elementos se basa en las hipótesis y modelos científicos, la cuales proponen una simulación muy similar a los fluidos termales en las ventilas de las dorsales oceánicas terrestres, siendo roca de tipo máfica a ultramáfica la que interactúa con el agua salada, lo que da lugar a hidrólisis de silicatos, carbonatos y la oxidación, sin embargo es importante destacar que la composición real del océano de Encélado sigue siendo una área de investigación. Los valores de presión y temperatura que usamos corresponden a los valores estimados en el fondo oceánico de Encélado y los compuestos corresponden a los reactantes de los minerales de las reacciones I-VI de la sección anterior.

## 4.6. Algunos resultados del análisis

En esta primera aproximación simple que hacemos, obtenemos pequeñas variaciones en el pH (7.632) (ver Tabla 4.1), sin embargo, es posible justificar algunos de los compuestos observados en los géiseres, por ejemplo, en la mezcla precipitan minerales del grupo de los minerales carbonatos (podemos encontrar a la magnesita o también conocida como carbonato de magnesio ( $MgCO_3$ )), como se muestra en la tabla 4.2) y listamos a continuación:

### 4.6.1. Componentes que precipitan

Del grupo de los silicatos, se observa el sílice amorfo ( $SiO_{2am}$ ) sí, al igual que el cuarzo ( $SiO_2$ ). De este mismo grupo, en específico del grupo de las serpentinitas, podemos ver minerales como la antigorita ( $(Mg, Fe)_3Si_2O_5(OH)_4$ ) o la lizardita ( $Mg_3(Si_2O_5(OH)_4)$ ).

De las arcillas, se observa la caolinita ( $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ ), así como diferentes composiciones de montmorillonita ( $(Na, Ca)_{0.3}(Al, Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2nH_2O$ ). Estos minerales son relevantes, ya que gracias los espacios en su estructura permite almacenar compuestos que podrían ser expuestos.

Del grupo de los olivinos, se observa a la forsterita ( $Mg_2SiO_4$ ) y del grupo de los tectosilicatos podemos observar al feldespato ( $Na(Si, Al)_4O_8$ ).

### 4.6.2. Componentes que no precipitan

Del grupo de los minerales óxidos se observa a la brucita, ( $Mg(OH)_2$ ). En los resultados también se observa la halita, que es uno de los compuestos detectados en los granos de hielo de los géiseres.

### 4.6.3. Gases

En la parte gaseosa, podemos observar que todos los elementos que reportan Postberg *et al.* (2009) se encuentran presentes. Por ejemplo, el  $H_2$  se encuentra disuelto en el agua, al igual que el  $CO_2$ ,  $CH_4$  y el  $NH_3$ , lo cual es consistente con las detecciones en las eyecciones.

Cuadro 4.1: Valores obtenidos en la simulación

Variable	Valor
pH	7.632
Fuerza iónica	0.4
Temperatura	34°C
Presión	60 atm

Cuadro 4.2: Minerales obtenidos

Grupo mineral	Mineral
Carbonatos	Magnesita ( $MgCO_3$ )
Silicatos	Sílice amorfo ( $SiO_2am$ )
	Cuarzo ( $SiO_2$ )
	Antigorita ( $(Mg, Fe)_3Si_2O_5(OH)_4$ )
	Lizardita ( $Mg_3(Si_2O_5(OH)_4)$ )
	Caolinita ( $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ )
	Montmorillonita ( $(Na, Ca)_{0.3}(Al, Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2nH_2O$ )
	Forsterita ( $Mg_2SiO_4$ )
Feldespato ( $Na(Si, Al)_4O_8$ )	

# Capítulo 5

## Mecanismos de transporte

Los compuestos observados en los géiseres de Encélado evidencian la existencia de gases presentes y otros compuestos sólidos en el océano de Encélado, algunos de ellos, muy probablemente, producto de las reacciones hidrotermales en la interfaz núcleo-océano (Schenk *et al.*, 2018), aunque algunos de los gases, podrían ser gases primordiales que sobrevivieron de la formación del satélite.

Si muchos de los iones y compuestos observados en los géiseres de Encélado (p.e.,  $Al^+$ ,  $Fe^{+2}$ ,  $Na^+$ ,  $H_4SiO_4$ ) son productos de la interacción de agua con los minerales del núcleo del satélite, la pregunta es cuál fue el mecanismo mediante el cual fueron transportados desde el fondo del océano a la superficie. En este capítulo nos concentramos en el estudio del posible transporte por burbujas y por convección.

### 5.1. Valores de referencia de la estructura interna

Para la discusión, en adelante, es necesario establecer una estructura de referencia para Encélado, así como el perfil de presiones y temperaturas. Para la estructura interna usaremos los valores de la Tabla 5.1 (con base en la Tabla 5.2). Sólo anotamos que, para los cálculos, la profundidad del océano se considera de 10 km, aunque este valor es el mínimo y la profundidad real podría ser dos o tres veces mayor y, por lo tanto, si el grosor máximo de la corteza es 50 km, el valor real podría ser la mitad o un tercio de este valor.

### 5.2. Formación y tipos de burbujas

En los géiseres de Encélado se han detectado, aparte del agua, dióxido de carbono ( $CO_2$ ), nitrógeno ( $N_2$ ), etileno ( $C_2H_4$ ), metano ( $CH_4$ ) y amoníaco ( $NH_3$ ) de acuerdo a Waite *et al.* (2006). Algunos de estos gases podrían ser productos hidrotermales y podrían formar burbujas. Estas burbujas podrían

Cuadro 5.1: Valores de referencia para la estructura interna de Encélado con base en distintos modelos (Tabla 1.2).

Cantidad [unidades]	Símbolo	Valor
Radio del núcleo [km]	$R_n$	190
Densidad del núcleo [ $\text{kg/m}^3$ ]	$\rho_n$	2300
Profundidad del océano [km]	$H_o$	> 10
Densidad del océano [ $\text{kg/m}^3$ ]	$\rho_o$	1028
Grosor de la corteza de hielo [km]	$H_h$	< 50
Densidad de la corteza [ $\text{kg/m}^3$ ]	$\rho_h$	920

ayudar a transportar otros compuestos sólidos en forma de pequeños granos. Para saber la profundidad a la cual se formarían las burbujas o si estas burbujas se forman, podemos usar los diagramas de fase de cada uno y compararlo con los rangos de presión y temperatura que existen en el océano de Encélado. Igualmente, nos interesa explorar qué tan eficiente es este mecanismo de transporte.

La presión y la temperatura del océano son determinantes para establecer, primero, si se forman o no burbujas. Estas variables de estado son función de la profundidad y, debido a la incertidumbre en los datos, dependen del modelo que se use para determinarlas. En este trabajo, hacemos un estimado general suponiendo equilibrio hidrostático, incompresibilidad del océano y tomando en cuenta la baja gravedad de Encélado para estimar las presiones en la base y superficie del océano.

### 5.2.1. Presiones y gravedad

Para la superficie del océano, la presión es:

$$P_{sup} = \rho_h g H_c \quad (5.1)$$

Para la base del océano, la presión es:

$$P_{fondo} = \rho_o g H_o + \rho_h g H_c \quad (5.2)$$

donde  $\rho_o$  sería la densidad del océano (agua salada),  $\rho_c$  la densidad de la corteza (hielo) y  $H_o$  y  $H_c$  corresponderían a la profundidad del océano y al grosor de la corteza, respectivamente.  $g$  es la aceleración de la gravedad, que podemos tomar como el promedio entre el fondo y la superficie. Calculamos cada aceleración como sigue:



La aceleración en la superficie del satélite es:

$$g_E = G \frac{M_E}{R_E^2} \quad (5.3)$$

$$g_E = \frac{(6.67430 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg s}^2) \cdot (2.07 \times 10^{16} \text{ kg})}{(252,000 \text{ m})^2} \approx 0.113 \text{ m/s}^2$$

La aceleración en el fondo del océano es:

$$g_n = G \frac{M_n}{R_n^2} = G \frac{4/3 \pi \rho_n R_n^3}{R_n^2} = \frac{4}{3} \pi G \rho_n R_n \quad (5.4)$$

Sustituyendo valores tenemos que

$$g_n = \frac{4}{3} \pi \cdot (6.67430 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg s}^2) \cdot (2500 \text{ kg/m}^3) \cdot (190,000 \text{ m}) \approx 0.133 \text{ m/s}^2$$

El promedio de ambas es:

$$g = 0.122 \text{ m/s}^2 \quad (5.5)$$

Con este valor y los datos de la tabla 5.1 podemos calcular la presión en la parte superior de la corteza de hielo de Encélado utilizando la ecuación:

$$\begin{aligned} P_{\text{sup}} &= (920 \text{ kg/m}^3) \cdot (0.113 \text{ m/s}^2) \cdot (50,000 \text{ m}) \\ &= 5,198,000 \text{ Pa} \\ &= 51.98 \text{ bar} \end{aligned}$$

La presión en la parte superior de la corteza de hielo de Encélado es de 51.98 bares.

Podemos calcular la presión en el fondo del océano de Encélado utilizando la ecuación proporcionada:

$$\begin{aligned} P_{\text{fondo}} &= (1027 \text{ kg/m}^3) \cdot (0.113 \text{ m/s}^2) \cdot (10,000 \text{ m}) + (920 \text{ kg/m}^3) \cdot (0.113 \text{ m/s}^2) \cdot (50,000 \text{ m}) \\ &= 6358510 \text{ Pa} \\ &= 63.58 \text{ bar} \end{aligned}$$

La presión en el fondo del océano de Encélado es de aproximadamente 63.58 bares.

Sustituyendo la aceleración promedio y los valores de las Tablas 1.1 y 5.1 en las ecuaciones 5.1 y 5.2, podemos concluir que la presión en la base de océano es del orden de 63.58 bares y en la superficie

del océano es de 51.98 bares.

En el caso de la temperatura, como se discutió en la Sección 3.4, los valores que existen son especulativos y basados en la disipación de mareas y la suposición misma de que existe un océano e hidrotermalismo. Suponemos, en este caso que en la base del océano de Encélado existe una temperatura de 373 K. Como referencia usaremos un perfil lineal para las variaciones de presión vs. profundidad y suponemos que es válido también para las variaciones de presión vs. temperatura. En el océano terrestre este perfil es casi lineal excepto entre la superficie y una profundidad  $\lesssim 3$  km, donde la temperatura varía abruptamente (<http://www.Windows.ucar.edu/tour/link=/earth/Water/temp.htm&edu=high>). En Encélado, se esperaría un perfil invertido, con cambios abruptos de temperatura cerca el fondo debido a que tenemos la fuente de calor en el fondo del océano. Consideramos que para nuestro análisis nuestra aproximación es en promedio válida. Bajo estas condiciones analizamos tres posibles composiciones para las burbujas.

### 5.2.2. Gases

Exploramos la formación de burbujas de tres gases,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  y  $\text{NH}_3$  a partir de los diagramas de fase disponibles (ver también el capítulo 7). Mostramos en la Figura 5.1, diagramas de fases para cada uno de los casos restringidos al rango de presiones y temperaturas desde el fondo del océano hasta la superficie de la corteza. Las profundidades entre los 50 km y 60 km corresponderían al océano y las profundidades entre los 0 km y 50 km correspondería a la corteza, pero en nuestro caso suponemos que se trata de las grietas inundadas de agua a través de la corteza. En los diagramas, indicamos el perfil promedio de presión y temperatura a través del océano con la línea discontinua.

- Dióxido de carbono: De acuerdo su diagrama de fase, el  $\text{CO}_2$  puede formar burbujas desde el fondo del océano, sin embargo, en la parte superior de este (aproximadamente los últimos tres kilómetros), al ser las temperaturas más bajas, las burbujas tienden al estado líquido y se disuelven.
- Metano: De acuerdo al diagrama de fase, el  $\text{CH}_4$  también puede formar burbujas desde el fondo del océano y estas pueden permanecer en su mismo estado a cualquier profundidad.
- Amoníaco: el  $\text{NH}_3$  sólo podría formar burbujas en la base del océano, pero éstas no se pueden mantener y tenderían a disolverse al ascender y moverse a través de las capas más frías del océano.

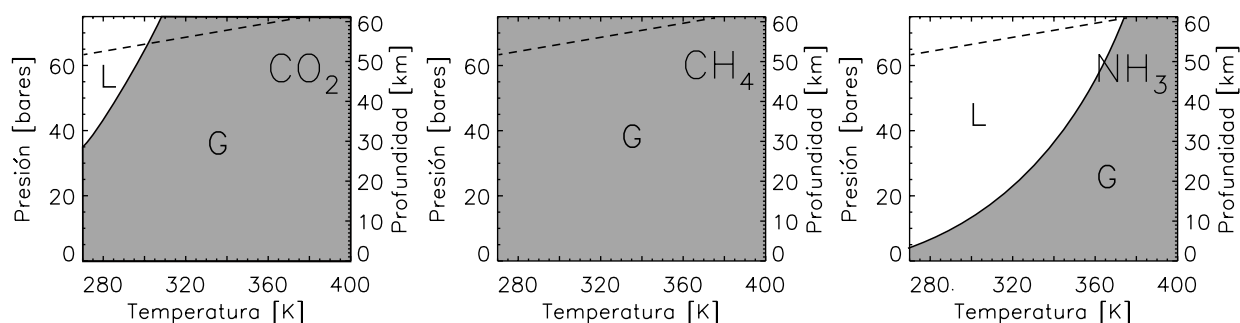


Figura 5.1: Diagrama de fase del dióxido de carbono ( $CO_2$ ), del metano ( $CH_4$ ) y del amoníaco, ( $NH_3$ ). En el rango de presiones y temperaturas que se estiman para el océano de Encélado y a través de las grietas en la corteza, las posibles fases de estos gases son  $L$ , líquida y  $G$ , gaseosa (zona gris). La línea punteada indica el perfil promedio que siguen las temperaturas y presiones del océano (perfil exponencial). Nótese que el océano corresponde a profundidades  $> 50$  km (parte superior). La parte inferior ( $< 50$  km) correspondería a las grietas que conectan el océano con el exterior a través de la corteza y que están llenas de agua. Se supone que esta agua se mantiene apenas por arriba de la temperatura de congelación.

### 5.3. Velocidad terminal

Las burbujas que se formen, sean de las composiciones anteriores o de otro tipo, tenderán a ascender hacia la superficie. El tiempo que les podría llevar alcanzar la superficie o una profundidad cercana a ella, dependerá de su velocidad de ascenso. Ciertamente, las burbujas alcanzan rápidamente una velocidad terminal que es, para efectos prácticos, su velocidad efectiva de ascenso. La velocidad terminal dependerá de las condiciones físicas del océano. Existen tres principales modelos para determinar la velocidad de una burbuja en ascenso Kulkarni y Joshi (2005) :

- Balance de fuerzas. La velocidad terminal se obtiene del balance entre la fuerza de flotación y la de arrastre. Este modelo es adecuado para burbujas pequeñas si los efectos viscosos dominan.
- Análisis dimensional. La velocidad terminal se obtiene de un modelo en el cual se consideran las variables principales que gobiernan el movimiento de la burbuja y sus dependencias con la velocidad terminal. La ecuación resultante se ajusta a valores experimentales para obtener los coeficientes y parámetros de la ecuación Rodrigue (2001).
- Analogía con ondas. Se compara el movimiento de la burbuja con el de una onda que se propaga en un fluido ideal. La velocidad terminal se obtiene en función del diámetro de la burbuja y las propiedades del fluido Mendelson (1967). Este modelo es cuestionable por su falta de bases físicas.

La dinámica de una burbuja en ascenso es compleja, pues deben considerarse varios factores como el régimen hidrodinámico (definido con el valor del Número de Reynolds,  $R_e$ ) en el que está la burbuja

y que depende del tipo de fluido en que se mueve, la distorsión que sufre la burbuja en el ascenso y una dinámica no rectínea, sino helicoidal en algunos casos, entre otros.

En particular, cuando se trata de una burbuja de aire ascendiendo a través de agua, la trayectoria de la burbuja tiende a ser de rectilínea a inestable cuando el número de Reynolds es crítico. Por lo anterior y suponiendo una trayectoria helicoidal, se aplica un factor de corrección que considera la pendiente promedio de la hélice. Esta corrección permite ajustar las ecuaciones de movimiento de la burbuja con valores de velocidad experimentales Rodrigue (2001).

Para el cálculo de la velocidad terminal, usaremos la aproximación propuesta por Baz-Rodríguez *et al.* (2012) que consideran una aproximación *intermedia* en la que se toma en cuenta una combinación de efectos inerciales sobre la burbuja, efectos viscosos y de tensión superficial. Si los efectos viscosos son importantes, se propone una ecuación de balance de fuerzas. Si los efectos de tensión superficial son significativos, se propone una analogía con una onda. Jamialahmadi y Müuller-Steinhagen (1993) propone que los efectos combinados implican que la velocidad terminal es:

$$V_T = \left( \frac{1}{V_{T1}^2} + \frac{1}{V_{T2}^2} \right)^{-1/2} \quad (5.6)$$

donde  $V_{T1}$  es la velocidad de ascenso cuando los efectos viscosos son importantes y  $V_{T2}$  es la velocidad de ascenso cuando los efectos de tensión superficial son significativos.

Mientras las burbujas sean pequeñas ( $d_e \lesssim 0.17$ , cm),  $V_{T1} \gg V_{T2}$  y  $V_{T2}$  puede despreciarse. Se dará el caso contrario si las burbujas son grandes y, por tanto, los efectos de tensión son significativos. De acuerdo a Levich y Kuznetsov (1962), si los efectos viscosos no son tan relevantes se puede obtener la velocidad terminal de la burbuja en un flujo potencial como:

$$V_{Tpot} = \frac{1}{36} \frac{\Delta\rho g d_e^2}{\mu_L} \quad (5.7)$$

donde  $d_e$  es el diámetro de la burbuja,  $\Delta\rho$  es la diferencia entre las densidades de la fase líquida y gaseosa,  $\mu_L$  es la viscosidad dinámica del líquido y  $g$  es la constante gravitacional.

Usando las ecuaciones de movimiento para la capa límite aplicada a una burbuja esférica, Moore (1963) obtiene que la velocidad terminal de la burbuja puede derivarse de la siguiente ecuación de equilibrio entre la fuerza de flotación y la de arrastre (si el número de Reynolds es moderado ó  $50 < Re < 200$ ):

$$6\pi\mu_L d_e V_{T1} \left( 1 - \frac{2.21}{Re_1^{1/2}} \right) = \frac{1}{6} \pi d_e^3 \Delta\rho g \quad (5.8)$$

Aquí, el número de Reynolds se define como

$$Re_1 = \frac{d_e V_{T1} \rho_L}{\mu_L} \quad (5.9)$$

con  $\rho_L$  es la densidad dinámica del líquido.

Si la Ecuación 5.3 se reordena tenemos una ecuación no lineal para la velocidad  $V_{T1}$ :

$$\frac{1}{V_{Tpot}^{1/2}(gd_e)^{1/2}}V_{T1}^{3/2} - \frac{V_{Tpot}^{1/2}}{(gd_e)^{1/2}}V_{T1}^{1/2} - 0.36833 = 0 \quad (5.10)$$

Se puede evitar resolver numéricamente esta ecuación si la expandimos como una serie de Taylor con respecto al flujo de potencial y sólo consideramos los términos menores al segundo orden se obtiene la ecuación para la velocidad terminal válida para burbujas pequeñas que ascienden bajo el efecto de la capa límite hidrodinámica y la fuerza de flotación:

$$V_{T1} = V_{Tpot} \left[ 1 + 0.73667 \frac{gd_e^{1/2}}{V_{Tpot}} \right]^{1/2} \quad (5.11)$$

Por otro lado, si la burbuja es grande ( $d_e > 0.67$  cm) y los efectos de tensión superficial e inerciales son significativos, Lehrer (1976) propone una ecuación de balance de energía mecánica (energía potencial y energía cinética) generada por el líquido desplazado por la burbuja, tal que:

$$\frac{1}{6}\pi d_e^3 \frac{1}{2}\rho_L v^2 = \sigma \pi d_e^2 \Delta \rho g d_e \quad (5.12)$$

donde  $\sigma$  es la tensión superficial y  $v$  es la velocidad del líquido cuando es desplazado por la burbuja en ascenso. Para un intervalo de tiempo suficiente (i.e., la energía potencial se transformó en cinética), Lehrer (1976) obtiene:

$$V_{T2} = \left( \frac{3\sigma}{\rho_L d_e} + \frac{gd_e \Delta \rho}{2\rho_L} \right)^{1/2} \quad (5.13)$$

Para el caso del ascenso de burbujas a través del océano usaremos la Ecuación 5.11, es decir, supondremos que las burbujas son suficientemente pequeñas y, por tanto, los efectos de tensión superficial son despreciables. Significa también que en este régimen, las burbujas mantienen un diámetro relativamente como se observa experimentalmente (Baz-Rodríguez *et al.*, 2012). Sin embargo, esta aproximación debemos tomarla con cuidado y sólo para obtener un valor de referencia y una cota mínima de velocidad terminal, pues el modelo supone agua pura. Las sales y otros compuestos que podrían estar suspendidos en el océano pueden agregar otros efectos a la dinámica de las burbujas no considerados en este modelo.

Para efectos de cálculo usamos los valores de la Tabla 1.1 (todos en cgs). Así pues, obtenemos que

$$V_{Tpot} = 0.98 \frac{cm}{s} \text{ y } V_{T1} = 2.12 \frac{cm}{s} \quad (5.14)$$

(una diferencia con un factor de 2). De acuerdo a estas velocidades, para un océano con una profundidad mínima de 10 km, el tiempo mínimo de transporte estaría entre 142 y 309 horas o entre 5.5 y 11.9 días.

Cuadro 5.2: Tabla de constantes usadas en el cálculo de la velocidad terminal.

Nombre	Símbolo	Valor
Diámetro [cm]	$d_e$	0.17
Aceleración gravitacional [cm/s]	$g$	11.95
Densidad (agua salada) [g/cm <sup>3</sup> ]	$\rho_L$	1.02
Diferencia de densidades [g/cm <sup>3</sup> ]	$\Delta\rho$	1.01
Viscosidad dinámica (agua de mar) [din/cm <sup>2</sup> ]	$\mu_L$	0.01
Temperatura [K]	$T_2$	308
Número de Reynolds [-]	$R_{e1}$	33.85

## 5.4. Convección

Un mecanismo alternativo de transporte para los compuestos producidos en el fondo del océano es la convección. En ésta, grandes porciones del océano se desplazarían verticalmente, favoreciendo el transporte de energía y de compuestos a través de él. La convección puede evaluarse, en una primera aproximación, simplemente a través del número de Rayleigh.

### 5.4.1. Número de Rayleigh

El número de Rayleigh,  $R_a$  es adimensional que caracteriza el régimen de flujo en el que está el fluido, es decir, si es laminar o turbulento. Con  $R_a$  podemos saber qué mecanismo domina en el transporte de material en el océano dado un gradiente de temperatura  $\Delta T$  (en nuestro caso, podría ser entre el fondo y la superficie del océano). Por ejemplo, si  $R_a > 1000$  podemos decir que la convección domina a la difusión como mecanismo de transporte principal (Turcotte y Schubert, 2002). Específicamente, la ecuación es:

$$R_a = \frac{g\beta\rho D^3}{\mu\kappa}\Delta T. \quad (5.15)$$

$D$  es el espesor de la capa a través de la cual se da la convección (o  $H_o$ , de acuerdo a la Tabla 1.1),  $\beta$  es el coeficiente de expansión volumétrica,  $\rho$  es la densidad de masa,  $\kappa$  es la difusividad térmica y  $\mu$  es el coeficiente de rigidez del agua salada. En el caso de Encélado, Para determinar  $R_a$  con

la Ecuación 5.11 usamos los valores de la Tabla 1.1 y el valor de la aceleración de la gravedad de la Eq.5.2 se obtiene que  $2.169 \times 10^8 \leq R_a \leq 1.49 \times 10^{10}$ . En cualquier caso,  $R_a > 1000$ , es decir, podemos afirmar que la convección domina como método de transporte para el océano interno de Encélado y los compuestos generados por los procesos hidrotermales pueden ser transportados a través de las corrientes (convectivas) de agua y alcanzar, al menos, la superficie del océano.

Cuadro 5.3: Tabla de constantes usadas en la Eq.5.11. Se usan valores tomados de (Sharqawy *et al.*, 2010)

Nombre	Símbolo	Valor
Coeficiente de expansión volumétrica [ $K^{-1}$ ]	$\beta$	$26 \times 10^{-6}$
Aceleración gravitacional [cm/s]	$g$	11.95
Densidad (agua salada) [ $kg/m^3$ ]	$\rho_L$	1028
Difusividad térmica [ $m^2/s$ ]	$\kappa$	$0.138 \times 10^{-6}$
Coeficiente de rigidez del agua salada [Pa]	$\mu$	$10^9$

# Capítulo 6

## Potencial biológico del océano

Explorar la parte biótica del océano de Encélado no está dentro de los objetivos de esta tesis, pero considerando el ambiente químico que han revelado las observaciones de Cassini, creemos necesario hacer un breve recuento de los aspectos potencialmente bióticos del océano, como complemento a nuestro estudio.

### 6.1. Compuestos orgánicos

La composición química de los hielos y de otros componentes presentes en los géiseres de Encélado sugiere que las condiciones en su océano son propicias para sustentar la vida. Las partículas de hielo de los géiseres contienen moléculas orgánicas como nitrógeno, sodio, potasio, hidrógeno y dióxido de carbono y, en general se han podido identificar en los géiseres elementos biológicos como el carbono, hidrógeno, nitrógeno, oxígeno, fósforo y azufre.

La presencia de moléculas de CO, CO<sub>2</sub> y N<sub>2</sub> y algunas sales sugieren la interacción de roca con el agua (Amend *et al.*, 2010). Otros aspectos físicos - químicos como la radiación ultravioleta o los diversos gradientes de temperatura podrían dar lugar (dependiendo la composición química) a materia orgánica ((Tsou *et al.*, 2012)), pero aunque el hidrógeno podría generarse en ambientes hidrotermales alcalinos y favorecer la existencia de organismos metanogénicos, la identificación de estos elementos y moléculas, sabemos que no garantiza necesariamente la presencia de organismos vivos.

El analizador de Polvo Cósmico (CDA) y el Espectrómetro de Masas de iones y de partículas Neutras (INMS) de la nave espacial Cassini analizaron el material emanado por el satélite en los géiseres. El 25 % de los espectros de los granos de hielo analizados muestran la presencia de material orgánico que supone un potencial biótico.

En un inicio, derivado de los espectros, se observan masas moleculares inferiores a 50 unidades de masa atómica, sin embargo, del análisis realizado por (Postberg *et al.*, 2018), se propone material orgánico



macromolecular concentrado y complejo, el cual contiene masas moleculares de 200 uma, además de que propone especies orgánicas que presentan de 7 a 15 átomos de carbono, que se denominaron cationes orgánicos de alta masa (HMOCs) y se piensa fueron fragmentados de una molécula madre. Cabe destacar que esta fragmentación se ha observado en polímeros que contienen estructuras aromáticas. Por último, Postberg *et al.* (2018) menciona que sus datos señalan una posible capa delgada de materia orgánica encima de la capa de hielo que cubre a Encélado.

## 6.2. Potencial biológico

De acuerdo a lo discutido en los capítulos anteriores, es muy probable que Encélado cuente con un ciclo hidrológico donde el agua asciende desde la superficie del núcleo y/o capa exterior del núcleo hasta la zona somera del océano y a través de la corteza, acarreado con ella material que es expulsado al final en forma de partículas y vapor de agua, que interactúan con radiación UV que genera peróxido de hidrógeno ( $H_2O_2$ ) que ha sido propuesto como una molécula de importancia en la formación de enzimas que permiten la fotosíntesis oxigénica (Borda *et al.*, 2001). El ciclo hidrológico activo en Encélado, así como su interacción con el exterior, podrían fungir como un escenario más favorable para la formación de moléculas más complejas (Tsou *et al.*, 2012).

Para sustentar la vida, se requieren fuentes de energía y debido a la capa de hielo que cubre a Encélado, la energía solar no podría actuar como una fuente energética, pero los minerales presentes en Encélado, sí. En la pluma se han detectado partículas de sílice y gracias a los datos obtenidos de los vapores emanados en los géiseres se infiere que existe serpentización que representa en sí misma una posible fuente de energía (Malamud y Prialnik, 2013).

Existe una discusión aún abierta respecto a las condiciones fisicoquímicas del océano de Encélado y su comparación con el océano terrestre, sin embargo, algunas condiciones del océano de Encélado podrían ser similares a las existentes en las profundidades del océano terrestre, por ejemplo, en las dorsales oceánicas en las cuales existen formas de vida basadas en el potencial reductor del sulfuro de hidrógeno o del hidrógeno disuelto, que son usados como fuente de electrones. Por lo tanto la vida, si existiera, estaría basada en una cadena de electrones donde, a partir del potencial redox, los electrones son enviados hacia un aceptor, generalmente oxígeno molecular en la Tierra, u otros como (hierro férrico, nitrato, sulfato u el dióxido de carbono), que dan lugar energía química y por lo tanto daría paso al metabolismo. Con este sustento, podríamos hablar de un potencial biológico en Encélado (Deamer y Damer, 2017).

Las condiciones de Encélado son:

1. Océano global de  $> 10$  km de espesor debajo de una capa de hielo. Este océano se propone que es salado, junto con la posibilidad de poder contener compuestos orgánicos complejos (Spencer *et al.*, 2009) suponiendo que los compuestos observados en los géiseres, (Waite *et al.*, 2006) provienen del interior del satélite.

2. Géiseres, que son producto de la tectónica y su química de procesos hidrotermales en el fondo del océano. La tectónica, el océano de agua líquida y el hidrotermalismo son detonados por las fuerzas de marea. En las detecciones se observó vapor de agua, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, NH<sub>3</sub>, entre otros, lo que da lugar a proponer ideas de reacciones químicas (Deamer y Damer, 2017) entre ellas la serpentización (Deamer y Damer, 2017, Waite *et al.*, 2017)

Los ambientes hidrotermales han demostrado desempeñar un papel significativo en la acumulación de moléculas orgánicas (Madrigal-Trejo *et al.*, 2021). Esto se debe a la formación de pequeñas depresiones de agua que posteriormente se evaporan debido a las precipitaciones y a la actividad de los géiseres. Después de la evaporación, se produce una concentración de solutos en el mineral, ya que se ha comprobado que las superficies minerales no solo facilitan la concentración y la catalización de estas moléculas, sino que también actúan como una forma de protección para las mismas. Se ha demostrado, también, por experimentos como el realizado por Baaske *et al.* (2007) que ambientes porosos, como sería el núcleo de Encélado, generan gradientes térmicos que permiten la concentración de moléculas orgánicas. (Deamer y Damer, 2017, Madrigal-Trejo *et al.*, 2021, Martin y Russell, 2003). Barge y White (2017) explica que a través de energía reductora se podrían generar ciertas reacciones asociadas a las rutas metabólicas, lo que podría dar inicio a una organismos primitivos, así como que los gradientes de pH podrían tener un impacto en los minerales como fuente de energía para la síntesis de algunos compuestos como por ejemplo, los enlaces de pirofosfato. El fósforo es el menos abundante de los elementos bioesenciales y Postberg *et al.* (2022) menciona que el fosfato podría ser relativamente abundante en el océano. Los análisis de los granos de hielo emitidos por Encélado muestran la presencia de fosfatos de sodio, lo que sería un indicio de que el fósforo está fácilmente disponible en el océano de Encélado en forma de ortofosfatos. Barge y White (2017) menciona que los ciclos de hidratación y deshidratación presentes en las ventilas hidrotermales son observados como una gran fuente de energía, debido a la evaporación que impulsa reacciones, donde enlaces de péptidos pueden sintetizarse mediante reacciones de condensación que unen los monómeros, dando lugar a una mayor complejidad molecular. (Madrigal-Trejo *et al.*, 2021).

En suma, la interacción roca/agua en Encélado, en la parte profunda del océano, donde potencialmente se llevan procesos hidrotermales en la roca porosa y permeable, cuyas reacciones químicas podrían impulsar una mayor complejidad molecular, que sería una condición favorable para la generación de materia orgánica.

# Capítulo 7

## Discusión y conclusiones

En este trabajo hemos analizado la química del océano de Encélado a partir de la interacción hidrotermal entre su océano y su núcleo rocoso, así como también se propusieron dos posibles mecanismos de transporte del material generado por esta interacción y que se observa en sus géiseres.

Encélado se destaca, tanto por ser un satélite con actividad tectónica, así como por su diversidad de estructuras geológicas. En particular, la zona del polo sur destaca por características fallas transversales denominadas *rayas de tigre*, donde se puede apreciar géiseres.

La estructura interna de Encélado ha sido un tema controversial, sin embargo se ha coincidido en que contiene un núcleo de silicatos, una capa de hielo y algunos aún debaten sobre la existencia de un océano global. Las diferencias en los modelos radican en el grosor de la capa de hielo, el radio del núcleo, así como en la existencia o no, de un océano. En Encélado destacan cuatro posibles fuentes de energía, la energía dada por las fuerza de marea, el decaimiento radioactivo, la acreción planetaria y reacciones exotérmicas, donde de estas cuatro se destaca la obtenida por las fuerzas de marea (v. Capítulo 1).

La característica más peculiar de Encélado son sus géiseres de vapor y granos de hielo, los cuales se producen a través de conductos a través de la corteza de hielo e impulsado por la exsolución de gases disueltos. La composición de los géiseres presentes en Encélado es en su mayoría vapor de agua aunque también se han reportado  $H_2O$ ,  $N_2$ ,  $CO$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ , así como elementos traza en los que destacan el amoníaco, acetileno, cianuro de hidrógeno y propano. De igual forma, podemos establecer que existen tres tipos de granos de hielo, los cuales se diferencian por su composición. El tipo I se podría decir que es agua pura, el tipo II contiene compuestos orgánicos y el tipo III contiene abundante cantidad de sales (v. Capítulo 2).

Es muy probable que el océano global de Encélado se haya originado por la fusión parcial de la corteza de hielo debido al calor disipado por las fuerzas de marea gravitacionales que ejercen sobre él sus lunas vecinas, aunque no puede descartarse una contribución menor debida al calor radiogénico de radionúclidos de vida corta en el interior de su núcleo. Se estima que el océano tendría una profundidad de entre 10 y 20 km (v. Capítulo 3). Estimamos que las presiones y temperaturas entre la base y la

superficie de este océano están aproximadamente entre 52 y 64 bares y 373 y 273 K (v. Capítulo 5).

La química del océano la definen los procesos hidrotermales. En una primera aproximación, si suponemos que el núcleo tiene una composición condritica podemos estimar qué grupos minerales podrían dominar (v. Capítulo 4). Con ayuda del software PhreeqC y a partir de reacciones químicas a base de silicatos y agua podemos establecer que el océano tendría un pH neutro ( $\sim 7.63$ ), pero con una tendencia a un océano más bien básico. Demostramos que entre los grupos minerales presentes que tienden a precipitar estarían carbonatos, silicatos (donde destacan arcillas, como serpentinitas, olivinos y tectosilicatos). Los iones principales presentes destacan  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $OH^-$ ,  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $SO_4^{2-}$ . Nuestras reacciones también muestran que podrían producirse gases como  $H_2$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$  y el  $NH_4$ .

Proponemos que los mecanismos de transporte de material (sólido o gaseoso) derivado de las reacciones hidrotermales son burbujas pequeñas (milimétricas) y corrientes de convección (v. Capítulo 5). Los mecanismos depende de los rangos de presión y temperatura presentes en el océano. En el caso de las burbujas, analizamos burbujas de tres gases específicos,  $CH_4$ ,  $CO_2$ ,  $NH_3$ , siendo el metano ( $CH_4$ ) es el único que forma burbujas que pueden mantenerse a cualquier profundidad. El dióxido de carbono ( $CO_2$ ) y el amoníaco ( $NH_3$ ) forman burbujas en la base del océano, sin embargo el  $CO_2$  no pueden alcanzar la superficie, pues se disuelven unos kilómetros por debajo de la superficie y las burbujas de  $NH_3$  se disuelven desde el momento que empieza a ascender.

Destacamos que autores como Fifer *et al.* (2022), Matson *et al.* (2012), Postberg *et al.* (2018), Zeng y Jansen (2021) discuten la presencia de burbujas como un transporte de material en el océano. En comparación, nuestro modelo es el único que analiza la formación de burbujas desde la base del océano y estima la velocidad con la que ascenderían las burbujas.

Los tiempos de ascenso de las burbujas dependen de las condiciones físicas del océano y éstas definen su velocidad terminal que podemos considerar la velocidad efectiva de transporte. Si las burbujas son pequeñas, los efectos de tensión superficial son despreciables. El modelo que usamos para cálculo de la velocidad terminal considera el equilibrio entre las fuerza de flotación y arrastre (v. Capítulo 5) con lo cual se obtienen velocidades de 2.12 cm/s. De acuerdo con estas velocidades y suponiendo un océano con profundidad mínima de 10 km, el tiempo mínimo de transporte sería de unas  $\sim 309$  horas o unos  $\sim 12$  días. Cabe destacar que esta aproximación debe tomarse como un valor de referencia y como una cota mínima de velocidad terminal, ya que en este modelo se propone que el agua de Encélado es pura. El mecanismo de transporte a través de corrientes de convección lo verificamos simplemente a través del número de Rayleigh que para los valores estimados del océano de Encélado es  $R_a > 3000$ . En suma, ambos mecanismos garantizan un transporte suficientemente eficiente como para afirmar que los compuestos detectados en los géiseres por la nave Cassini provienen del interior del núcleo y del fondo oceánico. Cabe mencionar que existen otras propuestas de transporte como la expuesta por Schoenfeld *et al.* (2023), donde mencionan que sus modelos de circulación oceánica predicen velocidades de flujo vertical de unos pocos  $mm\ s^{-1}$  cuando son impulsadas por convección térmica, fuertemente limitadas por la rotación en todo el dominio oceánico, de igual forma especifican que empleando su modelo de arrastre de partículas, dados los tamaños de partículas de sílice observados por Cassini, estos requieren

flujos de calor en el núcleo de  $0.3 \text{ Wm}^{-2}$ .

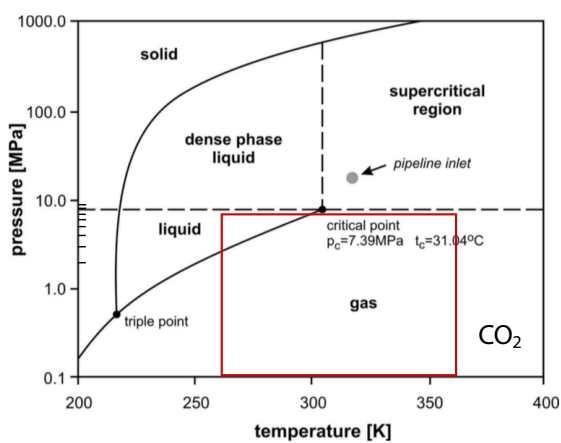
En general, existen diversos factores que no hemos considerado y que harían más realistas nuestras aproximaciones. Por ejemplo, la salinidad y la estratificación del océano y la función de distribución del calor entre el núcleo y la capa de hielo, ya que estos podrían afectar la circulación oceánica y por lo tanto el balance térmico. Por ejemplo, Zeng y Jansen (2021) establece que la salinidad del océano también podría determinar la estratificación vertical, afectando no solo el transporte de calor, sino también de compuestos desde el núcleo rocoso hasta la corteza de hielo y la superficie. Propone que en un caso de alta salinidad, el océano no está estratificado, la convección domina y los compuestos se podrían transportar desde el fondo hasta la superficie en decenas de años. Por otro lado, Zeng y Jansen (2021) propone que en un océano de baja salinidad (  $20 \text{ g/kg}$ ), existe una capa estratificada estable en la parte superior del océano, con una profundidad que podría oscilar desde decenas de metros hasta varios kilómetros, donde el transporte de material y calor se podría llevar a cabo entre cientos y cientos de miles de años.

Consideramos importante, para tener un contexto general, dedicar nuestro último capítulo (Capítulo 6) a discutir brevemente el potencial biológico de Encélado, porque aunque nuestro análisis químico del Capítulo 4 sólo toma en cuenta la parte inorgánica, es muy posible que en Encélado haya componentes orgánicos relevantes. De hecho de existir ventilas hidrotermales en Encélado, éstas darían lugar a la generación de compuestos orgánicos complejos y reacciones químicas que impulsarían una mayor complejidad molecular.

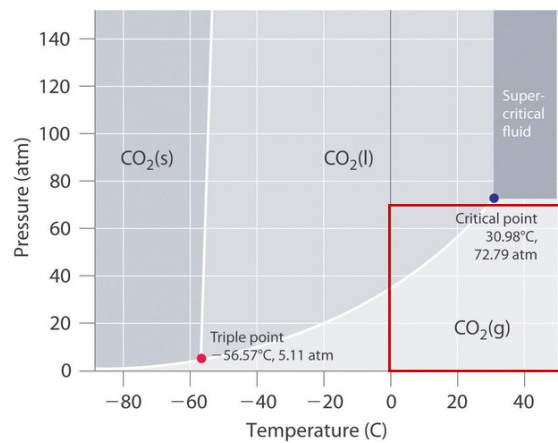
# Apéndice

## Diagramas de fase

### Dióxido de carbono



(a) Presión  $CO_2$



(b) Temperatura  $CO_2$

Figura A1: Diagrama de fase del dióxido de carbono. El punto triple está en  $-57^{\circ}C$  5.11 atm. El punto crítico está en  $30^{\circ}C$  y 72.79 atm. En rojo se resalta la zona del diagrama de fase donde se encuentra las presiones y temperaturas de Encélado. La región corresponde al estado gaseoso y líquido. El diagrama se tomó de LibreTexts (2020).

## Metano

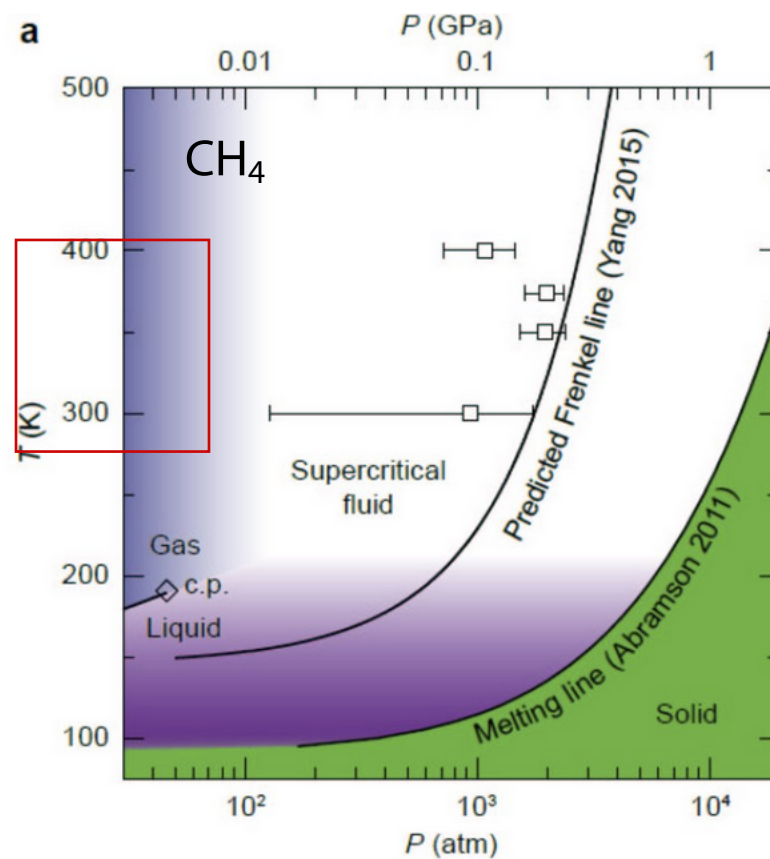


Figura A2: Diagrama de fase del metano ( $CH_4$ ). Con el recuadro rojo se indican los rangos de presiones y temperaturas que se estiman para el océano de Encélado. En el diagrama se observa que a temperaturas y presiones bajas, el metano es un gas, lo que es relevante para esta investigación. Sin embargo, al someterlo a presiones más altas y enfriamiento, el metano se condensa en forma líquida. En condiciones extremas, puede cristalizar en un sólido cristalino. El diagrama se tomó de Fomin *et al.* (2018)

## Amoníaco

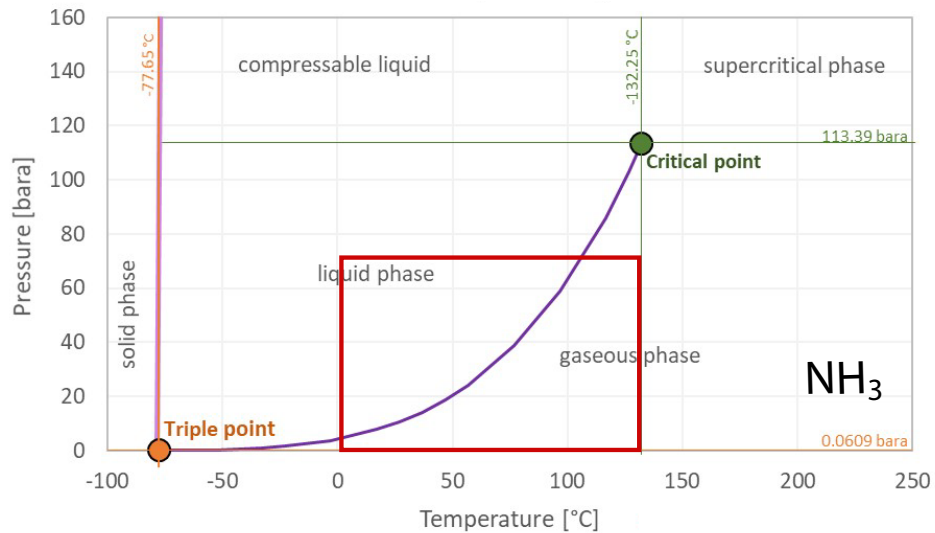


Figura A3: Diagrama de fase del amoníaco, ( $NH_3$ ). El recuadro rojo indica el rango de presiones y temperaturas que se estiman para el océano de Encélado. En el diagrama se observa que a temperaturas y presiones bajas, el amoníaco es un gas. Al aumentar la presión o disminuir la temperatura, el amoníaco se condensa en un líquido. Finalmente, a presiones extremadamente altas, se forma un sólido cristalino. El diagrama se tomó de Engineering Toolbox (2018)



# Bibliografía

- Affholder, A., Guyot, F., Sauterey, B., Ferrière, R., y Mazevet, S. (2021). Bayesian analysis of enceladus's plume data to assess methanogenesis. *Nature Astronomy*, 5(8):805–814.
- Amend, J. P., McCollom, T. M., Hentscher, M., y Bach, W. (2010). Geochemical Energy for Life in Deep-Sea Hydrothermal Systems. En LPI Editorial Board, editor, *Astrobiology Science Conference 2010: Evolution and Life: Surviving Catastrophes and Extremes on Earth and Beyond*, volumen 1538 de *LPI Contributions*, p. 5134.
- Baaske, P., Weinert, F. M., Duhr, S., Lemke, K. H., Russell, M. J., y Braun, D. (2007). From the Cover: Extreme accumulation of nucleotides in simulated hydrothermal pore systems. *Proceedings of the National Academy of Science*, 104(22):9346–9351.
- Barge, L. M. y White, L. M. (2017). Experimentally testing hydrothermal vent origin of life on enceladus and other icy/ocean worlds. *Astrobiology*, 17(9):820–833.
- Barr, A. C. y McKinnon, W. B. (2007). Convection in Enceladus' ice shell: Conditions for initiation. *Journal of Geophysical Research*, 112(E9):L09202.
- Baz-Rodríguez, S., Aguilar-Corona, A., y Soria, A. (2012). Rising velocity for single bubbles in pure liquids. *Revista mexicana de ingeniería química*, 11(2):269–278.
- Beuthe, M., Rivoldini, A., y Trinh, A. (2016). Enceladus's and dione's floating ice shells supported by minimum stress isostasy. *Geophysical Research Letters*, 43(19):10–088.
- Borda, M. J., Elsetinow, A. R., Schoonen, M. A., y Strongin, D. R. (2001). Pyrite-induced hydrogen peroxide formation as a driving force in the evolution of photosynthetic organisms on an early earth. *Astrobiology*, 1(3):283–288.
- Brilliantov, N. V., Schmidt, J., y Spahn, F. (2008). Geysers of Enceladus: Quantitative analysis of qualitative models. *Journal of Geophysical Research*, 113(E12):L12101.
- Brown, R. H., Clark, R. N., Buratti, B. J., Cruikshank, D. P., Barnes, J. W., Mastrapa, R. M. E., Bauer, J., Newman, S., Momary, T., Baines, K. H., Bellucci, G., Capaccioni, F., Cerroni, P., Combes, M., Coradini, A., Drossart, P., Formisano, V., Jaumann, R., Langevin, Y., Matson, D. L., McCord, T. B., Nelson, R. M., Nicholson, P. D., Sicardy, B., y Sotin, C. (2006). Composition and Physical Properties of Enceladus' Surface. *Science*, 311(5766):1425–1428.

- Choblet, G., Tobie, G., Sotin, C., Běhounková, M., Čadek, O., Postberg, F., y Souček, O. (2017). Powering prolonged hydrothermal activity inside Enceladus. *Nature Astronomy*, 1:841–847.
- Coustenis, A., Tokano, T., Burger, M. H., Cassidy, T. A., Lopes, R. M., Lorenz, R. D., Retherford, K. D., y Schubert, G. (2010). Atmospheric/Exospheric Characteristics of Icy Satellites. , 153(1-4):155–184.
- Crow-Willard, E. N. y Pappalardo, R. T. (2015). Structural mapping of Enceladus and implications for formation of tectonized regions. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 120(5):928–950.
- Dalton, J. B., Cruikshank, D. P., Stephan, K., McCord, T. B., Coustenis, A., Carlson, R. W., y Coradini, A. (2010). Chemical Composition of Icy Satellite Surfaces. , 153(1-4):113–154.
- Deamer, D. y Damer, B. (2017). Can life begin on enceladus? a perspective from hydrothermal chemistry. *Astrobiology*, 17(9):834–839.
- Dougherty, M. K., Esposito, L. W., y Krimigis, S. M. (2009). *Saturn from Cassini-Huygens*. Science Foundation in China.
- Engineering Toolbox (S2018). Ammonia - gas and liquid equilibrium - conditions, properties, temperature and pressure boiling curve. [https://www.engineeringtoolbox.com/ammonia-gas-liquid-equilibrium-condition-properties-temperature-pressure-boiling-curve\\_2013.html](https://www.engineeringtoolbox.com/ammonia-gas-liquid-equilibrium-condition-properties-temperature-pressure-boiling-curve_2013.html). Fecha de acceso: [March 2023].
- Fifer, L. M., Catling, D. C., y Toner, J. D. (2022). Chemical Fractionation Modeling of Plumes Indicates a Gas-rich, Moderately Alkaline Enceladus Ocean. , 3(8):191.
- Fomin, Y. D., Ryzhov, V., Tsiok, E., Proctor, J., Prescher, C., Prakapenka, V., Trachenko, K., y Brazhkin, V. (2018). Dynamics, thermodynamics and structure of liquids and supercritical fluids: crossover at the frenkel line. *Journal of Physics: Condensed Matter*, 30(13):134003.
- Giese, B., Wagner, R., Hussmann, H., Neukum, G., Perry, J., Helfenstein, P., y Thomas, P. C. (2008). Enceladus: An estimate of heat flux and lithospheric thickness from flexurally supported topography. , 35(24):L24204.
- Gioia, G., Chakraborty, P., Marshak, S., y Kieffer, S. W. (2007). Unified model of tectonics and heat transport in a frigid enceladus. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(34):13578–13581.
- Glein, C. R., Baross, J. A., y Waite, J. H. (2015). The pH of Enceladus' ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 162:202–219.
- Hansen, C. J., Shemansky, D. E., Esposito, L. W., Stewart, A. I. F., Lewis, B. R., Colwell, J. E., Hendrix, A. R., West, R. A., Waite, Jr., J. H., Teolis, B., y Magee, B. A. (2011). The composition and structure of the Enceladus plume. *GRL*, 38:L11202.
- Hargitai, H. y Kereszturi, A. (2015). *Encyclopedia of Planetary Landforms*. Europhysics Letters.

- Helfenstein, P. y Porco, C. C. (2015). Enceladus' Geysers: Relation to Geological Features. *Journal of Geophysical Research*, 120(3):96.
- Hsu, H.-W., Postberg, F., Sekine, Y., Shibuya, T., Kempf, S., Horányi, M., Juhász, A., Altobelli, N., Suzuki, K., Masaki, Y., Kuwatani, T., Tachibana, S., Sirono, S.-I., Moragas-Klostermeyer, G., y Srama, R. (2015). Ongoing hydrothermal activities within Enceladus. *Nature*, 519(7542):207–210.
- Hussmann, H., Sohl, F., y Spohn, T. (2006). Subsurface oceans and deep interiors of medium-sized outer planet satellites and large trans-neptunian objects. *Journal of Geophysical Research*, 111(1):258–273.
- Iess, L., Stevenson, D. J., Parisi, M., Hemingway, D., Jacobson, R. A., Lunine, J. I., Nimmo, F., Armstrong, J. W., Asmar, S. W., Ducci, M., y Tortora, P. (2014). The Gravity Field and Interior Structure of Enceladus. *Science*, 344(6179):78–80.
- Ingersoll, A. P. y Nakajima, M. (2016). Controlled boiling on Enceladus. 2. Model of the liquid-filled cracks. *Icarus*, 272:319–326.
- Jamialahmadi, M. y Müuller-Steinhagen, H. (1993). Effect of superficial gas velocity on bubble size, terminal bubble rise velocity and gas hold-up in bubble columns. *Developments in chemical engineering and mineral processing*, 1(1):16–31.
- Kieffer, S. W., Lu, X., Bethke, C. M., Spencer, J. R., Marshak, S., y Navrotsky, A. (2006). A Clathrate Reservoir Hypothesis for Enceladus' South Polar Plume. *Science*, 314(5806):1764.
- Kulkarni, A. A. y Joshi, J. B. (2005). Bubble formation and bubble rise velocity in gas-liquid systems: a review. *Industrial & engineering chemistry research*, 44(16):5873–5931.
- Lainey, V., Karatekin, Ö., Desmars, J., Charnoz, S., Arlot, J.-E., Emelyanov, N., Le Poncin-Lafitte, C., Mathis, S., Remus, F., Tobie, G., y Zahn, J.-P. (2012). Strong Tidal Dissipation in Saturn and Constraints on Enceladus' Thermal State from Astrometry. *Astrophysical Journal*, 752(1):14.
- Lehrer, I. H. (1976). A rational terminal velocity equation for bubbles and drops at intermediate and high reynolds numbers. *Journal of Chemical Engineering of Japan*, 9(3):237–240.
- Levich, V. G. y Kuznetsov, A. M. (1962). On the determination of the thickness of a stationary liquid film. *Zhurnal Fizicheskoi Khimii*, 36(2):346–348.
- LibreTexts (2020). Intermolecular forces: Liquids and solids - phase diagrams. [https://chem.libretexts.org/Bookshelves/General\\_Chemistry/Map%3A\\_General\\_Chemistry\\_%28Petrucci\\_et\\_al.%29/12%3A\\_Intermolecular\\_Forces%3A\\_Liquids\\_And\\_Solids/12.4%3A\\_Phase\\_Diagrams](https://chem.libretexts.org/Bookshelves/General_Chemistry/Map%3A_General_Chemistry_%28Petrucci_et_al.%29/12%3A_Intermolecular_Forces%3A_Liquids_And_Solids/12.4%3A_Phase_Diagrams). Fecha de acceso: [March 2023].
- Madrigal-Trejo, D., Villanueva-Barragán, P. S., Zamudio-Ramírez, R., Cervantes-de la Cruz, K. E., Mejía-Luna, I., Chacón-Baca, E., Negrón-Mendoza, A., Ramos-Bernal, S., y Heredia-Barbero, A. (2021). Histidine Self-assembly and Stability on Mineral Surfaces as a Model of Prebiotic Chemical Evolution: An Experimental and Computational Approach. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, 51(2):117–130.

- Malamud, U. y Prialnik, D. (2013). Modeling serpentinization: Applied to the early evolution of Enceladus and Mimas. , 225(1):763–774.
- Marion, G. M., Kargel, J. S., Catling, D. C., y Lunine, J. I. (2012). Modeling ammonia-ammonium aqueous chemistries in the Solar System’s icy bodies. , 220(2):932–946.
- Martin, W., Baross, J., Kelley, D., y Russell, M. J. (2008). Hydrothermal vents and the origin of life. *Nature Reviews Microbiology*, 6(11):805–814.
- Martin, W. y Russell, M. J. (2003). On the origins of cells: a hypothesis for the evolutionary transitions from abiotic geochemistry to chemoautotrophic prokaryotes, and from prokaryotes to nucleated cells. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences*, 358(1429):59–85.
- Matson, D. L., Castillo, J. C., Lunine, J., y Johnson, T. V. (2007). Enceladus’ plume: Compositional evidence for a hot interior. , 187(2):569–573.
- Matson, D. L., Castillo-Rogez, J. C., Davies, A. G., y Johnson, T. V. (2012). Enceladus: A hypothesis for bringing both heat and chemicals to the surface. , 221(1):53–62.
- McKinnon, W. B. (2013). The shape of Enceladus as explained by an irregular core: Implications for gravity, libration, and survival of its subsurface ocean. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 118(9):1775–1788.
- Mendelson, H. D. (1967). The prediction of bubble terminal velocities from wave theory. *AIChE Journal*, 13(2):250–253.
- Meyer, J. y Wisdom, J. (2007). Tidal Heating in Enceladus. En *AAS/Division of Dynamical Astronomy Meeting #38*, volumen 38 de *AAS/Division of Dynamical Astronomy Meeting*, p. 3.02.
- Mirón Enríquez, P. E., Flandes Mendoza, J. A., Universidad, N. A. d. M., y Universidad, N. A. d. M. (2018). *Mecanismos de eyección en la luna de Saturno, encelado*. Tesis doctoral, UNAM.
- Moore, D. (1963). The boundary layer on a spherical gas bubble. *Journal of Fluid Mechanics*, 16(2):161–176.
- Muñoz Giraldo, D. (2018). *Estudio del calor aportado por la fricción de mareas al satélite Encélado*. Tesis de licenciatura, Universidad de los Andes.
- Nahm, A. L. y Kattenhorn, S. A. (2015). A unified nomenclature for tectonic structures on the surface of Enceladus. , 258:67–81.
- Nimmo, F. y Porco, C. (2014). Enceladus. En *Encyclopedia of the Solar System*, pp. 851–859. Elsevier.
- Nimmo, F., Porco, C., y Mitchell, C. (2014). Tidally Modulated Eruptions on Enceladus: Cassini ISS Observations and Models. , 148(3):46.

- Parkhurst, D. L. y Appelo, C. (2013). Description of input and examples for phreeqc version 3—a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *US geological survey techniques and methods*.
- Peale, S. J. (2003). Tidally Induced Volcanism. *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*, 87(1):129–155.
- Porco, C., DiNino, D., y Nimmo, F. (2014). How the Geysers, Tidal Stresses, and Thermal Emission across the South Polar Terrain of Enceladus are Related. , 148(3):45.
- Porco, C. C., Helfenstein, P., Thomas, P. C., Ingersoll, A. P., Wisdom, J., West, R., Neukum, G., Denk, T., Wagner, R., Roatsch, T., Kieffer, S., Turtle, E., McEwen, A., Johnson, T. V., Rathbun, J., Veverka, J., Wilson, D., Perry, J., Spitale, J., Brahic, A., Burns, J. A., Del Genio, A. D., Dones, L., Murray, C. D., y Squyres, S. (2006). Cassini Observes the Active South Pole of Enceladus. *Science*, 311(5766):1393–1401.
- Postberg, F., Kempf, S., Hillier, J. K., Srama, R., Green, S. F., McBride, N., y Grün, E. (2008). The E-ring in the vicinity of Enceladus. II. Probing the moon's interior—The composition of E-ring particles. , 193(2):438–454.
- Postberg, F., Kempf, S., Schmidt, J., Brilliantov, N., Beinsen, A., Abel, B., Buck, U., y Srama, R. (2009). Sodium salts in E-ring ice grains from an ocean below the surface of Enceladus. *Nature*, 459(7250):1098–1101.
- Postberg, F., Khawaja, N., Klein, C. R., Hsu, H.-W., Kempf, S., Klenner, F., Nölle, L., Schmidt, J., Tobie, G., y Waite, J. H. (2018). Macromolecular organic compounds emerging from the Enceladus ocean. En *European Planetary Science Congress*, pp. EPSC2018–1252.
- Postberg, F., Klenner, F., Zou, Z., Hillier, J. K., Khawaja, N., Nölle, L., y Schmidt, J. (2022). Detection of Phosphates Originating from Enceladus' Ocean by Cassini's Cosmic Dust Analyzer. En *European Planetary Science Congress*, pp. EPSC2022–639.
- Postberg, F., Schmidt, J., Hillier, J., Kempf, S., y Srama, R. (2011). A salt-water reservoir as the source of a compositionally stratified plume on Enceladus. *Nature*, 474(7353):620–622.
- Ramírez Cabañas, A. K. (2017). Procesos internos y externos asociados al criovulcanismo en la luna encelado. Tesis de maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Ray, C., Glein, C. R., Waite, J. H., y Teolis, B. D. (2018). Exploring the Oxidation Chemistry of Enceladus' Ocean. En LPI Editorial Board, editor, *Ocean Worlds*, volumen 2085 de *LPI Contributions*, p. 6024.
- Roberts, J. H. y Nimmo, F. (2008). Tidal heating and the long-term stability of a subsurface ocean on Enceladus. , 194(2):675–689.

- Rodrigue, D. (2001). Drag coefficient—reynolds number transition for gas bubbles rising steadily in viscous fluids. *The Canadian Journal of Chemical Engineering*, 79(1):119–123.
- Ross, M. N. y Schubert, G. (1989). Viscoelastic models of tidal heating in Enceladus. , 78(1):90–101.
- Schenk, P. M., Clark, R. N., Howett, C. J., Verbiscer, A. J., y Waite, J. H. (2018). *Enceladus and the icy moons of Saturn*. University of Arizona Press.
- Schmidt, J., Brilliantov, N., Spahn, F., y Kempf, S. (2008). Slow dust in Enceladus' plume from condensation and wall collisions in tiger stripe fractures. *Nature*, 451(7179):685–688.
- Schoenfeld, A. M., Hawkins, E. K., Soderlund, K. M., Vance, S. D., Leonard, E., y Yin, A. (2023). Particle entrainment and rotating convection in Enceladus' ocean. *Communications Earth and Environment*, 4(1):28.
- Schubert, G., Anderson, J. D., Travis, B. J., y Palguta, J. (2007). Enceladus: Present internal structure and differentiation by early and long-term radiogenic heating. , 188(2):345–355.
- Sharqawy, M. H., Lienhard, J. H., y Zubair, S. M. (2010). Thermophysical properties of seawater: a review of existing correlations and data. *Desalination and water treatment*, 16(1-3):354–380.
- Spencer, J. R., Barr, A. C., Esposito, L. W., Helfenstein, P., Ingersoll, A. P., Jaumann, R., McKay, C. P., Nimmo, F., y Waite, J. H. (2009). Enceladus: An Active Cryovolcanic Satellite. En Dougherty, M. K., Esposito, L. W., y Krimigis, S. M., editores, *Saturn from Cassini-Huygens*, p. 683. Springer.
- Spencer, J. R. y Nimmo, F. (2013). Enceladus: An Active Ice World in the Saturn System. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41:693–717.
- Spencer, J. R., Pearl, J. C., Segura, M., Flasar, F. M., Mamoutkine, A., Romani, P., Buratti, B. J., Hendrix, A. R., Spilker, L. J., y Lopes, R. M. C. (2006). Cassini Encounters Enceladus: Background and the Discovery of a South Polar Hot Spot. *Science*, 311(5766):1401–1405.
- Thomas, P. C., Tajeddine, R., Tiscareno, M. S., Burns, J. A., Joseph, J., Loredó, T. J., Helfenstein, P., y Porco, C. (2016). Enceladus's measured physical libration requires a global subsurface ocean. , 264:37–47.
- Travis, B. J. y Schubert, G. (2015). Keeping Enceladus warm. , 250:32–42.
- Tsou, P., Brownlee, D. E., McKay, C. P., Anbar, A. D., Yano, H., Altwegg, K., Beegle, L. W., Dissly, R., Strange, N. J., y Kanik, I. (2012). LIFE: Life Investigation For Enceladus A Sample Return Mission Concept in Search for Evidence of Life. *Astrobiology*, 12(8):730–742.
- Turcotte, D. L. y Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. Gedy.
- van Hoolst, T., Baland, R.-M., y Trinh, A. (2016). The diurnal libration and interior structure of Enceladus. , 277:311–318.

- Čadek, O., Tobie, G., Van Hoolst, T., Massé, M., Choblet, G., Lefèvre, A., Mitri, G., Baland, R.-M., Běhouňková, M., Bourgeois, O., y Trinh, A. (2016). Enceladus's internal ocean and ice shell constrained from Cassini gravity, shape, and libration data. *JGR Planets*, 43(11):5653–5660.
- Waite, J. H., Combi, M. R., Ip, W.-H., Cravens, T. E., McNutt, R. L., Kasprzak, W., Yelle, R., Luhmann, J., Niemann, H., Gell, D., Magee, B., Fletcher, G., Lunine, J., y Tseng, W.-L. (2006). Cassini Ion and Neutral Mass Spectrometer: Enceladus Plume Composition and Structure. *Science*, 311(5766):1419–1422.
- Waite, J. H., Glein, C. R., Perryman, R. S., Teolis, B. D., Magee, B. A., Miller, G., Grimes, J., Perry, M. E., Miller, K. E., Bouquet, A., Lunine, J. I., Brockwell, T., y Bolton, S. J. (2017). Cassini finds molecular hydrogen in the Enceladus plume: Evidence for hydrothermal processes. *Science*, 356(6334):155–159.
- Yin, A. y Pappalardo, R. T. (2015). Gravitational spreading, bookshelf faulting, and tectonic evolution of the South Polar Terrain of Saturn's moon Enceladus. *JGR Planets*, 260:409–439.
- Zeng, Y. y Jansen, M. (2021). Ocean Circulation on Enceladus With a High- Versus Low-Salinity Ocean. En *AGU Fall Meeting Abstracts*, volumen 2021, pp. P44A–09.
- Zhang, K. y Nimmo, F. (2009). Recent orbital evolution and the internal structures of Enceladus and Dione. *JGR Planets*, 204(2):597–609.
- Zolotov, M. Y. (2007). An oceanic composition on early and today's Enceladus. *JGR Planets*, 34(23):L23203.
- Zolotov, M. Y. y Shock, E. L. (2004). A model for low-temperature biogeochemistry of sulfur, carbon, and iron on Europa. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109(E6):E06003.